

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

Publications du Service géologique de Luxembourg.
Veröffentlichungen des Luxemburger Geologischen Dienstes.

BAND V

ERLÄUTERUNGEN ZU DER GEOLOGISCHEN SPEZIALKARTE LUXEMBURGS

GEOLOGIE LUXEMBURGS

DAS GUTLAND

VON

Dr. M. LUCIUS

Mit 30 Figuren und Photos, 4 Tafeln und 10 Tabellen.

LUXEMBOURG 1948
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

Publications du Service géologique de Luxembourg.
Veröffentlichungen des Luxemburger Geologischen Dienstes.

BAND V

ERLÄUTERUNGEN ZU DER GEOLOGISCHEN SPEZIALKARTE LUXEMBURGS

GEOLOGIE LUXEMBURGS

DAS GUTLAND

VON

Dr. M. LUCIUS

Mit 30 Figuren und Photos, 4 Tafeln und 10 Tabellen.

LUXEMBOURG 1948
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

*Band V und VI enthalten den erläuternden Text zu der im Erscheinen begriffenen Geologischen Karte Luxemburgs
in 8 Blättern.*

Geologie Luxemburgs

Das Gutland

A. EINLEITUNG.

DER RAHMEN UND DIE URANLAGE DES LUXEMBURGER MESOZOISCHEN SEDIMENTATIONSRAUMES.

DER RAHMEN.

Die geologische Entwicklung des Gutlandes fügt sich dem Gesamtbilde eines wichtigen Strukturelementes Mitteleuropas ein. Es erscheint deshalb zweckmäßig zuerst den Rahmen zu begrenzen, in welchem diese Entwicklung verläuft.

Die hercynischen Faltenzüge bilden den mächtigen Unterbau Luxemburgs, das somit nach den Leitlinien seiner geologischen Struktur einen kleinen Ausschnitt aus einem Großelement Mitteleuropas, dem hercynischen Orogen, darstellt. Auf einem stark gefalteten, wohl 9.000 m mächtigem, unterdevonischen Unterbau ruht eine dünne, heute im Maximum 800 m mächtige, nur flach verbogene, aber intensiv zerbrochene Decke jüngerer Schichten, die im Oesling infolge sehr junger, epirogenetischer Heraushebung der vollständigen Abtragung unterlagen, so daß das Unterdevon hier unverhüllt zu Tage liegt. Im Süden unsers Landes blieb diese Decke, die wir als den Oberbau bezeichnen können, infolge ihrer tektonisch tiefen Lage erhalten. Dieses Gebiet wird als Gutland bezeichnet. Der morphologisch, klimatisch und pflanzengeographisch scharf ausgeprägte Kontrast im Landschaftsbild zwischen Oesling und Gutland beruht also auf einer jungpliozänen, differentiellen Heraushebung beider Gebiete.

Unterbau und Oberbau zeigen verschiedenen Baustil und spezifische Besonderheiten der Strukturen: ersterer hat alpinotypen Faltungsstil, letzterer dagegen Bruchfaltentektonik. Doch bestehen auch in der Tektonik des Oberbaues Beziehungen zur Struktur des Unterbaues, denn die Baulinien des ersteren sind im Grunde eine Nachahmung des letzteren, doch mit den Sonderheiten eines durch das Sedimentationsmaterial bedingten, eigenen Gepräges. Selbst der Sedimentationsraum der jüngern Deckschichten ist durch eine alte Anlage des Untergrundes gegeben, die aber später eine dem besondern Gefüge des Oberbaues entsprechende Umgestaltung erfuhr. Hierin liegt also eine Kontinuität der Entwicklung, welche berechtigt Gutland und Oesling, trotz der Kontraste des äußern Habitus, als eine, durch die innere Struktur begründete, geologische Einheit aufzufassen, deren Entwicklung in zwei großen Perioden verläuft: Die ältere umfaßt Sedimentation und tektonische Gestaltung des devonischen Unterbaues, Zerstücklung dieses durch Ausbildung von Schwächezonen mit Senkungstendenz in der Richtung des Faltenwurfes und quer zur Streichrichtung (Quersenkungen). Das führt zur Ausbildung von Transgressionsräumen, in denen die stratigraphischen und tektonischen Vorgänge der jüngern Periode der Geologie Luxemburgs sich abspielen. Diese umfassen die Ausbildung des mesozoischen Ablagerungsraumes, die Sedimentierung und die diese begleitenden und nachfolgenden tektonischen Vorgänge bis zur Herausarbeitung der heutigen Landschaftsgestaltung. Es ist die geologische Geschichte des Oberbaues.

DIE URANLAGEN : EIFELSENKE UND LOTHRINGER FURCHE.

Der Werdegang des Luxemburger Sedimentationsraumes seit den Triasbildungen ist an die Entwicklung der Eifelsenke und der Lothringer Furche gebunden. (Fig. 1.)

Die Eifelsenke bildet mit ihrer Fortsetzung, der Lothringer Furche (Lothringer Quersenkung), eine wichtige Transversalgrenze, die bis in den Rhône-Graben verfolgt werden kann. Sie trennt Eifel, Hunsrück, Saargebiet und Vogesen von dem gallo-ardenner Festland d. i. den heutigen Ardennen und dem Pariser Becken. Der Übergang der Eifeler Senke in die Lothringer Furche liegt in dem Luxemburger Sedimentationsraum und zwar kann der nach Westen vorspringende Siercker Sattel als Grenze zwischen beiden angenommen werden.

In ihren Uranlagen beruht diese wichtige Depressionszone der Eifel- und Lothringer Senke auf Bewegungsvorgängen bei den Faltenbildungen, die wir als Achsenschwankungen (*ondulations axiales*) bezeichnen. Die Achsen der Falten verlaufen nicht in einer horizontalen Ebene sondern heben und senken sich, wodurch Querundulationen geschaffen werden, die senkrecht zum Streichen der Falten verlaufen. Dadurch werden neue Räume geschaffen, die beim Einbiegen zur Ablagerung, beim Aufsteigen zu stärkerer Abtragung führen. Diese Querverbiegungen sind in ihrer ersten Anlage so alt als die Faltung selbst und mit ihr entstanden.

Auf dieser Faltenachseineinsenkung der Eifel beruht die bekannte kulissenartige Anordnung der Eifelkalkmulden (Mitteldevon) in einer 15—30 km breiten, N—S gerichteten Zone, wobei das Unterdevon von zwei Seiten, von Osten und von Westen, mit einer Neigung von 15 bis 35° gegen diese Zone einfällt. (Nach H. CLOOS).

Ebenso bezeichnend ist das Verhalten des Sattels von Givonne am Südrande des Oeslings. Während in der südöstlichen Eifel untere Siegener Schichten, östlich der Maas sogar Kambrium und Gédinnien auftauchen, sinkt die Sattelachse östlich Martelingen so tief, daß zwischen Sauer und Our unteres Emsien erhalten blieb.

In Lothringen macht sich diese Querdepression westlich der Saar bereits während der Ablagerung des obern Westfal geltend und bei der Auffaltung bildete sich hier eine Achseneinbiegung zwischen dem Saarbrückner und dem Merlenbacher Sattel. Dies berechtigt zu dem Schluß, daß die Einbiegung schon während der Ablagerung des Karbons und bei dessen Faltung wirksam war. Doch regelten noch die variscisch streichenden Senken die Verteilung der Ablagerungen und der Sattel von Sierck verhinderte das Vordringen des obern Karbons bis in den Luxemburger Sedimentationsraum. Auch das Untere Rotliegende ist an die variscisch streichende Saarsenke gebunden.

Das Oberrotliegende findet bereits eine offene Verbindung zwischen Eifeler und Lothringer Quersenkung vor, wenn auch der Siercker Sattel noch bis in die mittlere Trias als einengende Klippe hervorragt. Doch ist im Oberrotliegenden der Luxemburger Raum nur verbindendes Glied zwischen den zwei Hauptablagerungsräumen, der Wittlicher Mulde im Norden und der Saar-Nahesenke im Süden. Mit dem Beginn der Trias aber werden die Sedimentationsverhältnisse im Luxemburger Ablagerungsraum vollständig von der Eifel-Lothringer Quersenkung geregelt.¹⁾

DAS ROTLIEGENDE UND DIE HERAUSBILDUNG DES LUXEMBURGER MESOZOISCHEN ABLAGERUNGSRAUMES.

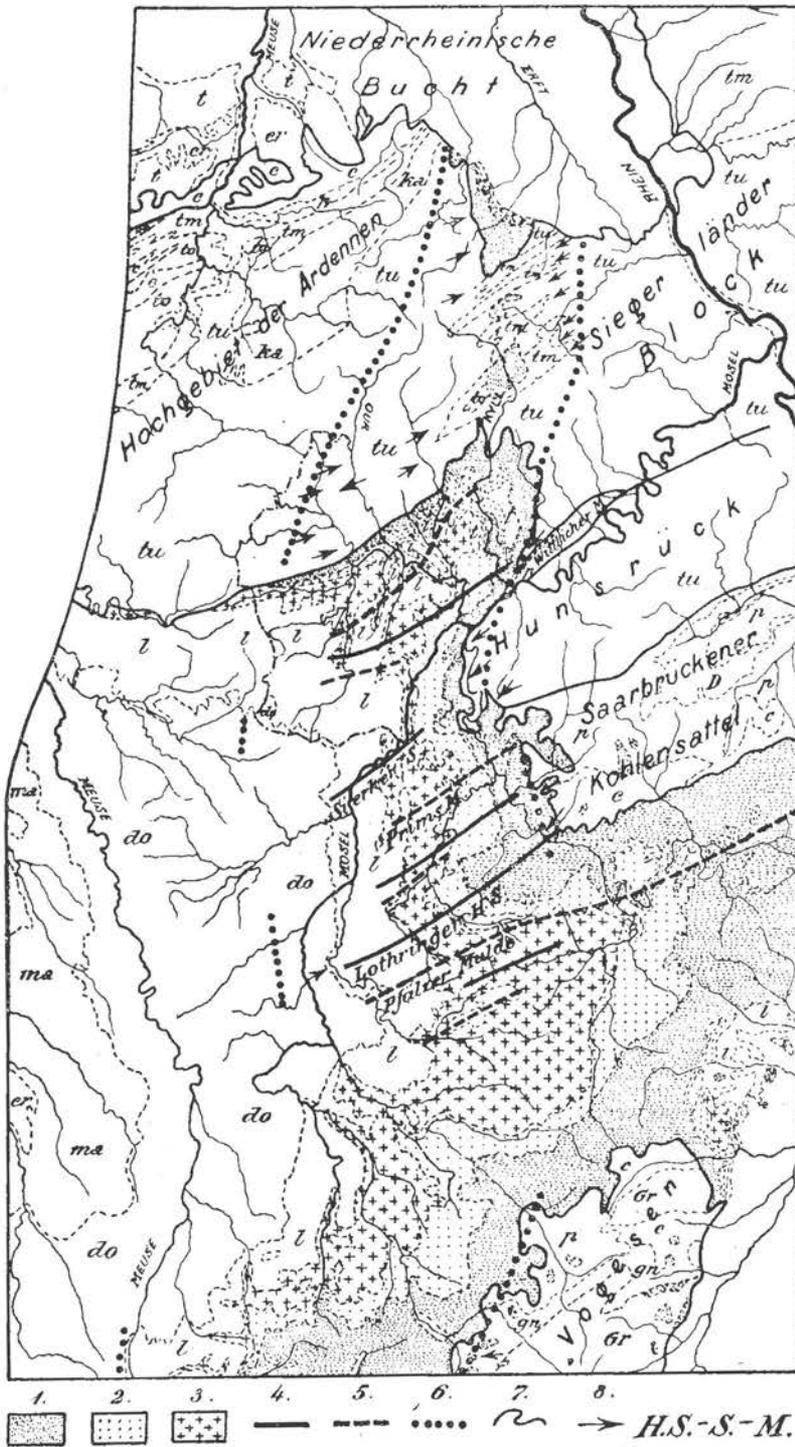
Auf den Blättern Saarburg und Freudenburg der geologischen Spezialkarte von Preußen stellt H. GREBE zwischen Buntsandstein und Unterdevon eine Schichtenfolge, die er als « Untere Konglomerate » des mittleren und untern Buntsandsteines bezeichnet. Es sind mächtige Konglomerate aus Geröllen des devonischen Gebirges, denen nach oben Bänke von sandigem Dolomit und Lagen von Dolomitknollen in weinroten, tonigen Schichten auflagern. Nach unten gehen die Konglomerate in Quarzitbreccien über. Darüber folgt typischer Vogesen-sandstein.

¹⁾ Für weitere Einzelheiten siehe :

M. LUCIUS : Der Werdegang des Luxemburger Sedimentationsraumes seit dem Ausgang des Paläozoikums. — Ges. Lux. Naturfreunde — Livre jubilaire 1940, Bd. I, p. 91—183.

M. LUCIUS : Der Luxemburger mesozoische Sedimentationsraum und seine Beziehungen zu den hercynischen Bauelementen. — Veröffentlich. des Lux. Geol. Landesaufnahmedienstes, Bd. II, 1940, p. 41—103.

Fig. 1. — Übersichtskarte der Eifeler und Lothringer Quersenke.



ERLÄUTERUNG ZU Fig. 1.

1. = Buntsandstein; 2. = Muschelkalk; 3. = Keuper; 4. = Sattelachsen des Mesozoikums; 5. = Muldenachsen des Mesozoikums; 6. = Rand der Quersenken; 7. = Heutige Umrandung der alten Massive; 8. = Richtung des Achseneinfallens. Abkürzungen: Gr = Granit; gn = Gneis; Ka = Kambro-Silur; tu = Unterdevon; tm = Mitteldevon; c = Karbon; p = Perm; l = Lias; do = Dogger; ma = Malm; cr = Kreide; t = Tertiär. Die Schichtengrenzen nach R. LEPSIUS, Geologische Übersichtskarte des westlichen und südlichen Deutschland.

L. VAN WERVEKE (1910 p. 49) erkannte in den Dolomiten und Geröllen Oberrotliegendes. H. WEHRLI¹ faßt sie als die Vertreter der Waderner- und Kreuznacher Schichten auf, wobei er die Möglichkeit offen läßt, ob die Dolomite nicht auch den Zechstein vertreten. Breccien und Gerölle sind terrestrische Bildungen des angrenzenden Gebirges, das der Abtragung unterlag und welche in einem dem Gebirge vorgelagerten Senkungsraum zur Ablagerung kamen.

Die « Untern Konglomerate » lassen sich nach den Kartenaufnahmen GREBE's an der Westseite des Saartales nach Norden bis nach Könen (bei Konz) verfolgen, wo sie ihre Fortsetzung und mächtigere Entwicklung in der Wittlicher Mulde haben. Nach Süden gehen sie in das Rotliegende des Saargebietes über. Hiermit haben wir an der Wende Paläozoikum-Mesozoikum die erste Andeutung eines in der rheinischen Richtung (NNE—SSW) streichenden Verbindungsstückes auf dem Luxemburger Gebiete zwischen den bereits früher angelegten Einbiegungsräumen der Eifelsenke und der Lothringer Furche.

Die Beziehungen der Saar-Nahe-Senke und der Wittlicher Mulde zu den Quersenkungen.

Vollständiger entwickeltes Oberrotliegendes haben wir in den zwei parallel zu einander verlaufenden varisch streichenden Senken, welche den Hunsrück im Süden und im Norden begleiten: die Saar-Nahe-Senke und die Wittlicher Mulde, welche beide nach Westen in die Transversalzone der Eifel-Lothringer Senke einschwenken.

Für das Alter der Entstehung letzterer geben die beiden zuerst erwähnten Senken einige Hinweise, ebenso wie für die Gestaltung des Luxemburger Sedimentationsraumes zur Zeit des Rotliegenden.

Wittlicher Mulde und Saar-Nahe-Senke sind Innensenken parallel zum Streichen im hercynischen Gebirgskörper; Eifeler Senke und Lothringer Furche sind Depressionszonen senkrecht zum Faltenstreichen infolge Einbiegung der Faltenachse.

10 Die Saar-Nahe-Senke in ihren Beziehungen zur Lothringer Furche.

Die Saar-Nahe-Senke läßt sich nach Westen bis an den Oberlauf der Saône, nach Osten bis an die Saale verfolgen. Sie ist im Oberkarbon an der Grenze der mitteldeutschen kristallinen Hochscholle gegen den vordevonischen Teil des Südrandes des Hunsrück angelegt worden, ist also an eine alte Strukturgenze zwischen zwei Blöcken verschiedener relativer Höhenlage gebunden.²⁾ Unterkarbon ist nicht ausgebildet; die Ablagerung beginnt mit dem obern Westfal und umfaßt das höhere Oberkarbon und das Unterrotliegende, das stratigraphisch mit dem Oberkarbon zusammengehört. In dem untern Oberrotliegenden erfolgte die Auffaltung. Das höhere Oberrotliegende liegt diskordant auf dem gefalteten Untergrund.

Aus der Entwicklung der Schichten in der Saar-Nahe-Senke lassen sich folgende Bewegungen erkennen:

1) Es besteht eine allgemeine Zunahme der Mächtigkeit der Flöze bis zum Holzer Konglomerat (an der Basis des Stephanien) westlich der Saar, welcher nach Osten eine Abnahme entgegensteht. Im Westen herrschte demnach Einkippen, im Osten Herausheben des Ablagerungsraumes. Dieses Einsinken im Gebiete der Depressionszone der Lothringer Furche deutet darauf hin, daß deren Anlage bis ins Oberkarbon zurückreicht. Der Ostteil war so hoch aufgekantet, daß es hier zur Abtragung mit Bildung des als Flußschotter gedeuteten Holzer Konglomerates kam.

2) Mit dem Stefan beginnt eine Einkippung im Osten.

Das Konglomerat ist hier stärker ausgebildet als westlich der Saar. Im Unterrotliegenden setzt stärkeres Herausheben im Westen ein. Das Untere Rotliegende ist hier nicht ausgebildet, im östlichen Teile kann es bis

¹⁾ WEHRLI, H.: Das « Oberrotliegende » am Westrand des Hunsrück zwischen Saarburg und Mettlach. — Ber. Naturhistor. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1932—1933.

²⁾ SCHOLTZ, H., 1933: Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahegebiet und die Entstehungsweise der Saar-Saalesenke. — Z. Deutsch geol. Ges. Bd. 85, Heft 5. — Berlin 1933.

LUCIUS, M., 1937: Karbon und Rotliegendes der Saarsenke, in « Veröffentl. des Lux. geol. Landesaufnahmedienstes, Bd. I, p. 71—83, Fig. 14—16, Luxemburg 1937.

2000 m, das obere Rotliegende bis 250 m mächtig sein. Im Westen hat letzteres nicht über 100 m, bleibt gewöhnlich bei 20 m und liegt diskordant auf dem stark gefalteten Oberkarbon.

3) Gegenwärtig liegt die Karbonoberfläche links der Saar unter mächtiger triadischer Bedeckung, die von Osten nach Westen hin zunimmt.

Die Karbonoberfläche liegt bei Kreuzwald bei + 100 m über NN, bei Hargarten bei + 0, bei St. Avold bei - 200, bei Bolchen bei - 300 m, bei Pont-à-Mousson bei - 600 m, oder fast 1000 m unter Tagesoberfläche, bei Lunéville hat eine Bohrung ein Deckgebirge über dem Karbon von 1200 m gezeigt.

In der Ausbildung der Trias macht sich das Einkippen der Lothringer Furche recht deutlich bemerkbar. Während die jungpaläozoischen Ablagerungen in ihrer Verbreitung an die variscisch streichenden Mulden gebunden sind, die aber in die bereits angelegten Quersenzen einschwenken, erfolgte nunmehr die Ablagerung der Trias in der Eifel- und Lothringer Senke unabhängig von den im Faltenstreichen eingelassenen Mulden. Die triadischen Schichten sind von der Faltung nicht mehr ergriffen worden und ihr Einsinken erfolgte längs gestaffelten Brüchen in der N—S oder NW—SE Richtung. Nach der allgemeinen Auffassung soll der untere Buntsandstein fehlen, doch besteht keine Lagerungsdiskordanz zwischen Oberrotliegendem und Buntsandstein. So gehen westlich der Saar bei Saarburg die rotviolett, tonigen Schichten mit Dolomiten, die hier oberstes Rotliegendes (und Zechstein?) vertreten, in Vogesensandstein über. Auch in dem Buntsandsteingebiet der Vogesen ist die Trennung zwischen Oberstem Rotliegendem und Vogesensandstein unscharf und es bleibt hier wie an der Saar die Frage offen, ob nicht der untere Teil des Vogesensandsteines den untern Buntsandstein (bzw. mit dem Zechstein) vertritt. Da keine Sedimentationsunterbrechung festzulegen ist, muß doch wohl der Vogesensandstein das Aequivalent des Untern und Mittleren Buntsandsteines der rechtsrheinischen Entwicklung darstellen. (Siehe auch den Abschnitt: Vogesensandstein.)

Auch bei den Faltungsvorgängen machen sich Wechselbeziehungen zwischen Lothringer Furche und Saar-Nahe-Senke bemerkbar. Das Unterrotliegende ist auf die Saar-Nahe-Senke beschränkt, ebenso die untere Abteilung (Söternerschichten) des obern Rotliegenden. Sie wurden im selben Zuge wie das Oberkarbon abgelagert. Die Faltungsphase liegt in dem untersten Teile des Oberrotliegenden.

Das höhere Oberrotliegende greift über den Graben weg, die Absenkung war ausgefüllt, die Schwellen z. T. eingeebnet. Die Mulden flossen über.

Auch während der Faltung macht sich die Quersenke der Lothringer Furche bemerkbar. Sie trennt als Quersenke den Saarbrückner Sattel des Kohlengebirges von dem Merlenbacher Sattel (zwischen Remilly und Pont-à-Mousson). Zwischen diesen beiden Aufwölbungen liegt eine Einbiegung der Achse, in welcher der Einfluß der Lothringer Furche in Erscheinung tritt.

Ebenso macht sich die Anlage der Lothringer Furche in dem Verhalten der Quersprünge in dem Kohlengebirge rechts und links der Saar geltend. Manche dieser Sprünge sind sehr alt und bereits vortriadisch angelegt. Sie verwerfen das Kohlengebirge und setzen mit geringerer Sprunghöhe in das ungefaltete Deckgebirge fort.

So beträgt die Verwurfshöhe im « Schachtsprung II » des Grubenfeldes la Houve in der Trias 100—150 m, in dem Karbon 650 m.¹⁾

Dieser Sprung riß also in der nachtriadischen Zeit wieder auf. Andere Sprünge sind auf die Schichten unter dem Oberrotliegenden beschränkt.

Die heutige tiefe Lage des Karbons westlich der Saar erfolgte durch Einsenkung längs diesen Quersprünge, die N—S oder NW—SE streichen. Diese Richtung tritt auch im Eifelgraben, besonders im nördlichen Teil (Bucht von Commern) vielfach auf.

Die Einsenkung erreichte in der Trias-Jurazeit einen Betrag bis zu 1200 m. Sie erfolgte ursprünglich längs Einbiegungen, die dann in Verwerfungen übergingen, an denen die Bewegungen bis in die Gegenwart anhalten.

¹⁾ H. QUIRING, Grundzüge der Geologie des Saarkohlenbeckens, Abh. d. preuss. geol. Landesanstalt N. F. Heft 171. — 1936, p. 35.

Ein Gegenstück zur Saar-Nahe-Senke bildet die am Nordrande des Hunsrückes hinziehende Wittlicher Mulde oder Wittlicher Senke.

2^o Die Wittlicher Mulde in ihren Beziehungen zur Eifelsenke.

a) Tektonische Stellung der Wittlicher Rotliegend-Senke. Die Wittlicher Senke ist ein zwischen streichenden Verwerfungen eingerahmter Rest einer größeren Mulde, die mit Oberrotliegendem und einigen Buntsandsteinresten erfüllt ist. LEPPLA bringt den Einfaltungsvorgang derselben mit den saalischen Gebirgsbewegungen in Zusammenhang, die zwischen den höchsten Schichten des Unterrotliegenden und den tiefsten des Oberrotliegenden stattfanden.

Sie trennt den relativ hochliegenden Block der Eifel (Eifeler Hauptsattel) gegen den tiefer liegenden Hunsrück und liegt spiegelbildlich zur Saar-Nahemulde, welche an der Grenze des tektonisch hochliegenden mitteldeutschen Blockes gegen den tiefer liegenden Südrand des Hunsrück hinzieht.¹⁾

Wie die Saar-Nahesenke östlich des Rheines bis in das Gebiet der Saale fortsetzt, so zeigt auch die Wittlicher Mulde deutliche Beziehungen zu der Hessischen Großmulde, von der sie heute durch eine jüngere Hebung abgetrennt ist.

Im Westen lenkt die Wittlicher Mulde in die Quersenke der Eifel ein und stand durch diese Depressionszone mit der Saar-Nahe-Mulde in Verbindung.

b) Die Rolle der Wittlicher Mulde als Sedimentationsraum hält nur im obern Rotliegenden an.

Im östlichen Teile sind auch die Söterner Schichten vorhanden, die jüngern Stufen des Rotliegenden greifen über diese gegen Westen hin auf Devon über. Das deutet auf eine tiefere Lage im Osten und einen Abschluß gegen Westen. Gegen Westen trat dann im obern Oberrotliegenden die Verbindung mit der Eifelsenke und deren Verlängerung nach Süden, der Luxemburger Senke, ein. Stärkere pfälzische Bewegungen (von postoberrotliegend — prätriadischem Alter) bewirkten eine Heraushebung seit der Buntsandsteinzeit und die Wittlicher Mulde wurde von der Luxemburger Senke abgelöst.

Wir beobachten das gleiche in dem Saar-Nahegebiet, wo seit Beginn der Trias ein Absinken westlich der Saar in Erscheinung tritt. Als Sedimentationsraum übernimmt die Lothringer Furche auch hier die Hauptrolle.

Es ergeben sich aus dem Vorhergehenden zwei Folgerungen :

1. Eifelsenke und Lothringer Furche gehen in ihrer ersten Anlage bis ins jüngere Paläozoikum zurück, bleiben aber als Sedimentationsraum hinter den im Faltenstreichen hinziehenden Längssenken, Wittlicher- und Saar-Nahe-Mulde, zurück. Erst mit Beginn der Triasformation lösen sie letztere ab, nachdem sie im obern Oberrotliegenden durch die Luxemburger Quersenke miteinander in Verbindung getreten waren. Die Anlage letzterer geschah auf Kosten des Siercker Sattels, dessen westlicher Teil an Querbrüchen zur Tiefe absank.

2. Oberrotliegendes muß auch in der Luxemburger Senke zur Ablagerung gekommen sein. Oberes Rotliegendes tritt nämlich westlich der Saar auf von Könen (südlich Konz) bis nach Trassem, wie zuerst L. VAN WERVEKE nachgewiesen hat. (Siehe Anfang dieses Kapitels, p. 6.) Bei Trassem im Leuktal wird dasselbe von Vogesensandstein eingedeckt und tritt dann bei Saarhölzchen (nördlich Mettlach) wieder zu Tage. Zwischen diesen beiden Vorkommen liegt der Siercker Sattel, den das Oberrotliegende in weitem Bogen nach Westen umziehen mußte, da es diese Schwelle nicht zu überwältigen vermochte. Auch die ältern Triasablagerungen bis zum untersten Teile des mittleren Muschelkalkes umziehen die Schwelle, bis diese mit den höhern Trias-schichten eingedeckt wurde. Im Bohrloch der Kindquelle von Bad Mondorf macht sich die Schwelle nicht mehr bemerkbar. Vogesensandstein ist hier in vollständiger Entwicklung zur Ablagerung gekommen, wie westlich

¹⁾ Der «Eifeler Hauptsattel» darf als die Fortsetzung des Sattels von Givonne aufgefaßt werden, welcher östlich der Eifeler Quersenke in der südlichen Eifel wieder auftaucht. (Vgl. das p. 6 Gesagte.) Der Eifeler Hauptsattel besteht aus Unteren Siegener Schichten und setzt im rechtsrheinischen Gebiet unter der Bezeichnung «Siegener Hauptsattel» fort. Diese Sattelzone wird als «Siegerländer Block» zusammengefaßt.

der untern Saar. Es ist also logisch anzunehmen, daß auch das westlich der untern Saar ausgebildete Oberrotliegende hier vorhanden sein muß.

3) VORKOMMEN VON ROTLIEGENDEM IM LUXEMBURGER GEBIET.

Nach Analogie mit dem, was wir westlich der Saar beobachten, muß das Rotliegende sich um die Quarzschwelle von Sierck herumziehen und sich als terrestrische Bildung in der Fazies eines Fanglomerates auf dem Boden des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes ausbreiten. Vor allem dürfen wir es in dem Bohrloch von Bad Mondorf erwarten. An der Saar beginnt das Rotliegende mit eckigem Quarzschutt von rund 15 m Mächtigkeit und darüber folgt eine 10 m mächtige Wechsellagerung von dunkeln, tonigen und weißen sandigen Schichten mit Quarzschutt. In den weißen Lagen treten unregelmäßig geformte Knollen mit dolomitischem Bindemittel auf. Darüber folgt roter, fester Rötelschiefer, 1—2 m mächtig und dann eine 0,3 m mächtige Bank von grobem Dolomit. Über dem Dolomit folgen wieder weinrote Tone mit Quarzschutt in einer Mächtigkeit von 5 m und dann kommt typischer Vogesensandstein. (H. WEHRLI a. a. O.)

Das Material des Rotliegenden ist also verfestigter Quarzschutt aus dem unmittelbar anstehenden devonischen Hochgebiet, oben mit Dolomiteinlagerungen. Da die Schwelle von Sierck damals bereits einen Klippenzug bildete, der erst im untern Muschelkalk eingedeckt wurde, mußte sich um diesen Klippenzug ebenfalls ein Kranz von terrestrischen Ablagerungen des Rotliegenden anlegen, der nach diesen Erwägungen in dem Bohrloch Kind in Bad Mondorf ebenfalls angetroffen wurde. Leider sind in dem Bohrregister von 617 bis 730 m Tiefe nur 5 Bohrproben summarisch beschrieben.

- Von 617.15—708.85 : Weißer und roter Sandstein, hie und da konglomeratartig.
- » 708.85—709.15 : roter, toniger Mergel mit Bleiglanz.
- » 709.15—711 : Brauner, toniger Sandstein.
- » 711 —713.76 : Kies und Konglomerate.
- » 713.76—730.0 : Grauwackengebirge.

Das Gebirge aus 708.85 m Tiefe ist zum Oberrotliegenden zu stellen, was in der Tiefe von 617.15—708.85 zum Vogesensandstein und was zum Rotliegenden gehört, bleibt unentschieden.

Im Bohrloch der Adelheidsquelle wurde von 530 bis 580 m Vogesensandstein angetroffen. Von 580 bis 582 m wurde dolomitischer Sandstein mit Dolomitknollen durchfahren, dazu brachte der Kernfänger von 582 bis 589 m nichts zu Tage als grobkörnigen Quarzsand mit Kantengerollten Quarzstücken und mit verwitterten Feldspatbrocken und Quarzitstückchen, was auf das obere Rotliegende hindeutet. Dabei entfiel auf das Rotliegende rund 130 m (Devon bei 713 m), was aber wenig wahrscheinlich ist. Wir können deshalb nur sagen, daß das Rotliegende vertreten ist, aber dessen Abgrenzung gegen den Vogesensandstein ist unbekannt.

In der Bohrung von Longwy,¹⁾ die bei 771 m Tiefe das Devon erreichte, stellte H. JOLY das Gebirge von 540 bis 771 m zum Perm, während VAN WERVEKE das Vorkommen von Rotliegendem bestreitet. (L. VAN WERVEKE, 1908).

Doch dürfen die Schichten von 737 bis 771 m Tiefe zum Rotliegenden gehören. Wegen der Wichtigkeit dieser Bohrung für die Kenntnis der Ausbildung der Trias am Rande des westlichen Festlandes bringen wir im

¹⁾ Das 1908 fertiggestellte Bohrloch liegt bei 252 m Höhe, 300 m nordwärts vom Bahnhof Longwy, am rechten Ufer der Chiers. Es wurde zum Aufsuchen der Fortsetzung des Saarbrückner Kohlengebietes abgeteuft. In der Tiefe von 757 m wurde eine etwa 0,25 m mächtige Kohlenader angetroffen, dann aber bereits bei 771 m das Devon erreicht. Nach H. JOLY wurden durchbohrt:

Toarcien	106 m
Charmouthien	173 »
Sinémurien	106 »
Hettangien	90 »
Rhétien	16 »
Trias	49 »
Permien	231 »

Zusammen . . . 771 m
Darunter Devon.

Anhang auf Tabelle I die Beschreibung der Bohrproben der Trias nach H. JOLY mit der Gegenüberstellung der von L. VAN WERVEKE vorgenommenen Revision. Die nur kantengerundete Gerölle im untern Teile des Profiles entsprechen eher den Breccien des Oberrotliegenden, während die Gerölle und das Basalkonglomerat des Buntsandsteines stets gut gerollt sind.

Bei 750 m Tiefe haben die Gerölle bis 0.12 m Durchmesser und ein dolomitisches Bindemittel. Das der Abtragung unterliegende Land lag also in unmittelbarer Nähe. Hier haben wir jedenfalls die Westgrenze des Luxemburger Ablagerungsraumes. Im Osten lag er an der Saar, während das Muldentiefste sich etwa auf der Mittellinie zwischen diesen beiden Grenzen erstreckte, also auch das Gebiet von Mondorf umfaßt.

Kantengerollte Quarzitzerölle mit Einlagen von tonigen Zwischenschichten und dolomitischen Bindemittel bei roter oder violettroter Farbe sind überall bezeichnend für das oberste Rotliegende.

Der Vogesensandstein zeigt ziegelrote Farbe, selten ist er weiß oder gelb (Auslaugungsstreifen) und besitzt größere Verbandfestigkeit.

Die Kräfte, welche den Vogesensandstein schufen, waren von wesentlich weittragenderem Ausmaße, während das Rotliegende aus dem Verwitterungsmaterial der nächsten Umgebung aufgebaut wurde.

Es muß nun natürlich ein Übergang bestehen, in welchem die Sedimente aus dem lokal vorliegenden, umgearbeiteten Material des Rotliegenden der Nachbarschaft aufgebaut wurden. Die Trennung von Vogesensandstein und Rotliegendem ist deshalb nicht immer scharf und in diesem Übergang muß der untere Buntsandstein und der Zechstein vertreten sein.

Die bei der Neubohrung der Kindquelle (1946—1947 gewonnenen Bohrkerne beweisen das Vorkommen von Rotliegendem im Gebiete von Mondorf. Siehe den Bericht über die geologischen Ergebnisse dieser Neubohrung als Anhang am Schlusse des Buches. (Anmerkung während der Drucklegung).

Normal-Profil durch die Luxemburger Trias.

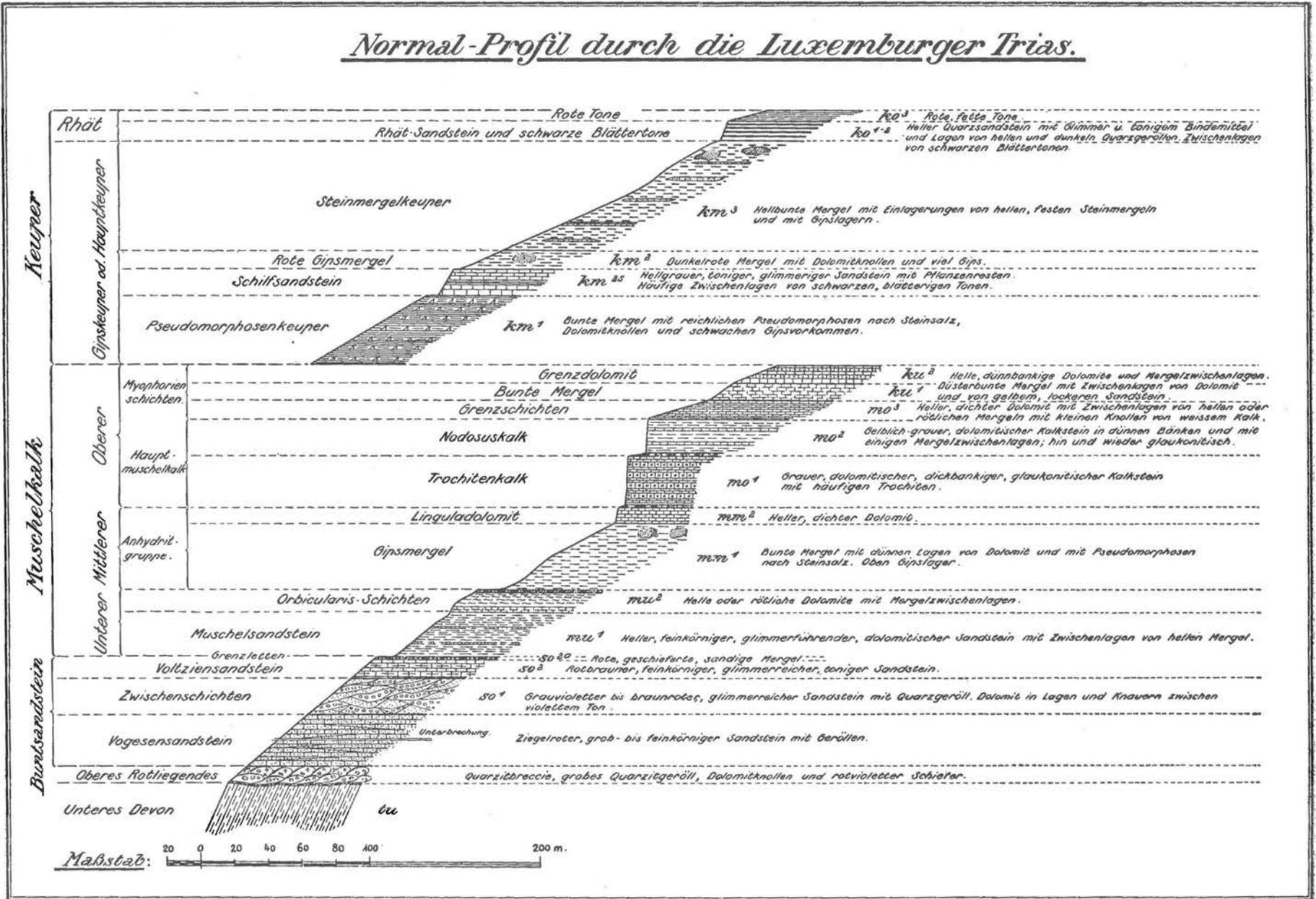


Fig. 2. — Normalprofil durch die Luxemburger Trias.

B. DIE TRIASFORMATION.

Eine Übersicht der in diesen Erläuterungen und auf der geologischen Spezialkarte Luxemburgs angewandten Gliederung der Trias ergibt sich aus der Tafel: «Normalprofil durch die Luxemburger Trias.» (Fig. 2.)

I. DER BUNTSANDSTEIN.

Historisches und Entwicklung der heutigen Gliederung.

Bei der dürftigen paläontologischen Charakteristik der Buntsandsteinformation ist es erklärlich, daß der Umfang der einzelnen Schichtenglieder lange schwankend war und daß es nicht ausgeschlossen ist, daß auch heute noch einiges, was wir als zeitlich Verschiedenes auffassen, nur faziell anders Geartetes darstellt.

Die ersten Versuche einer Gliederung des Mesozoikums im Luxemburger Gebiet überhaupt finden wir bei J. STEININGER (1819).¹⁾

In dieser Schrift wird zum ersten Mal die Bezeichnung: «Bunter Sandstein» in der Luxemburger Mulde angewandt und dessen Stellung über dem Zechstein oder «ältern Kalken» in Bezug auf die Schichtenfolge in Mitteleuropa richtig aufgefaßt. Auch die Lagerungsverhältnisse sind richtig beobachtet. «Der bunte Sandstein und der jüngere Flözkalk (entsprechend dem Muschelkalk) füllen zwischen Ospern an den Ardennen, Mettlach an der Saar und Wittlich an der Eifel einen großen, tiefen Meerbusen aus, in welchem sie muldenförmig eingelagert sind.»

Das zum großen Teil auf den mustergültigen Beobachtungen des Straßburger Generalinspektors der Bergwerke VOLTZ beruhende Werk von v. OEHNHAUSEN, v. DECHEN und v. LAROCHE: «Geognostische Umriss der Rheinländer von Basel bis Mainz» (1825) bewies den ununterbrochenen Zusammenhang der links- und rechtsrheinischen Trias. (Der Name «Trias» wurde erst 1834 durch v. ALBERTI geschaffen.) Darin wird folgende Gliederung derselben gegeben: 1) Der rote oder bunte Sandstein mit einem Anhang, dem bunten Schieferletten über dem roten Sandstein; 2) Der rauchgraue Kalk oder Muschelkalk. 3) Die bunten Mergel oder Keuper.

Der Buntsandstein beginnt über den groben Sandsteinen und Konglomeraten des Rotliegenden nach den Lagerungsverhältnissen in den Vogesen, und umfaßt ebenfalls noch den untern Muschelkalk. Der mittlere Muschelkalk wird als Anhang an den Buntsandstein angefügt.

Es ist das Verdienst STEININGER's diese Gliederung zum ersten Male für das Luxemburger Gebiet in seiner Schrift: *Essai d'une description geognostique du Grand-Duché de Luxembourg*, Bruxelles 1828, ange-

¹⁾ Siehe: M. LUCIUS, Verzeichnis der Veröffentlichungen zur Geologie von Luxemburg. — Veröffentl. des Lux. geol. Landesaufnahmedienstes Bd. II, p. 341—381, Luxembg. 1940.

wandt zu haben. Er gibt darin folgende Gliederung des « Terrain secondaire inférieur : a) Grès bigarré, b) Argile bigarrée et gypse, c) Calcaire coquillier, d) Argile bigarrée et gypse? Der Buntsandstein umfaßt darin auch den Muschelsandstein; die bunten Mergel mit Gips des mittleren Muschelkalkes bilden eine eigene Stufe. Der Keuper ist nicht sicher erkannt und mit einem Fragezeichen versehen.

Die Formation des « bunten Sandsteines » umfaßt nach den « Geognostischen Umrissen » (1825) auch den Vogesensandstein. Der Name « grès des Vosges » bedeutet bei VOLTZ, der den Namen gab, nur eine Lokalbezeichnung für eine besonders mächtig entwickelte Abteilung des « bunten Sandsteines ». Daß man aus dem Vogesensandstein etwas anders zu machen suchte als VOLTZ ihn auffaßte, beruht wohl darauf, daß E. DE BEAUMONT¹⁾ denselben als besondere Abteilung aus dem eigentlichen « grès bigarré » heraushob und denselben zum Rotliegenden stellte. Nach ihm besteht Konkordanz zwischen Rotliegendem und Vogesensandstein, aber Diskordanz zwischen letzterem und dem eigentlichen grès bigarré im Sinne E. DE BEAUMONT, nach welchem der grès bigarré erst über dem Vogesensandstein beginnt, und nach oben bis über die bunten Mergel mit Gips reicht. Über diesen beginnt dann der Muschelkalk. Es ist die gleiche Begrenzung nach oben die wir in den « Umrissen der Rheinländer etc. » finden, während J. STEININGER für die bunten Mergel mit Gips eine eigene Stufe aufgestellt hat. LEVALLOIS hat dann 1846 nachgewiesen, daß die bunten Tone mit Gips zum Muschelkalk zu stellen sind. Den versteinерungsführenden, dolomitischen Sandstein aber beließ er bei dem grès bigarré.

An der Grenze zwischen Vogesensandstein und grès bigarré im obigen Sinne treten Lagen von Dolomit in Knollen und Bänken auf, worauf DE BEAUMONT zuerst hinwies.

Die DE BEAUMONT'sche Auffassung der Stellung des Vogesensandsteines begegnete so vielen Einwendungen, daß seine Einteilung kaum Anwendung fand, außer in den Departementsbeschreibungen Lothringens, wo wir dieselbe, als Folge der übrigens sehr berechtigten Autorität ihres Urhebers, noch beispielsweise 1868 bei JACQUOT in : « Description géologique du département de la Moselle » begegnen. Auch die zwischen Vogesensandstein und dem grès bigarré angenommene Diskordanz ist nicht nachzuweisen.

Bis gegen 1870 stellt sich also der Umfang der Buntsandsteinformation in Elsaß-Lothringen und Luxemburg, abgesehen von der besondern Stellung welche die ältern französischen Karten dem grès des Vosges zuweisen, wie folgt dar :

Der Buntsandstein umfaßt zwei Abteilungen : Unten den Vogesensandstein, oben den Buntsandstein, entsprechend dem grès bigarré E. DE BEAUMONT. Dicht unter dem grès bigarré im Sinne DE BEAUMONT's liegen weit verbreitet Dolomitknollen. Über diesen folgen die tonigen, roten Sandsteine des grès bigarré, der bis zu den bunten Mergeln mit Gips reicht. Letztere werden seit LEVALLOIS (1846) zum Muschelkalk gezogen.

In der Gliederung, die wir bei MORIS (1854) und bei N. WIES (1876, 1877) finden, ist der Buntsandstein noch in dem Umfange bis über die bunten Mergel mit Gips festgehalten. Letztere werden von WIES als « Röth » bezeichnet.

E. WEISS hat dann zuerst (1864, 1869) darauf hingewiesen, daß bei dieser Grenzziehung der Buntsandsteinformation nach oben hin Schichten einbezogen werden, die nach ihrem paläontologischen Inhalt zum Muschelkalk gehören. Nach Abtrennung dieser Schichten verbindet er alles Verbleibende, auch den Vogesensandstein, zu einer Formation, dem Buntsandstein. Der untere bzw. mittlere Teil umfaßt den Vogesensandstein, auch als Hauptbuntsandstein bezeichnet, der obere, tonige Teil wird, wegen der Vorkommen von VOLTZIA, zum VOLTZIENSANDSTEIN. Letzterer beginnt über den Dolomitknollen und Dolomitlagen führenden Schichten und schließt oben mit einer Lage von rotem und grünem Ton, den Grenzletten, ab. Darüber beginnt der fossilführende Muschelsandstein.

E. W. BENECKE (1877) beginnt über dem Hauptkonglomerat, mit welchem der Haupt- oder Vogesensandstein abgeschlossen wird, den obern Buntsandstein oder Voltziensandstein. Da der untere Teil desselben aber Schichten führt, die in ihrer petrographischen Entwicklung eine Zwischenstellung zwischen Vogesensandstein und Voltziensandstein zeigen, wird dieser Teil abgetrennt und als « Zwischenschichten » bezeichnet.

¹⁾ E. DE BEAUMONT : Mémoires pour servir à une description géologique de la France, t. I, p. 1. — Paris 1830.

Nachstehende Tabelle veranschaulicht diese verschiedenen Auffassungen :

Ältere französische Karten ¹⁾		E. WEIS	E. W. BENECKE
Trias	Unterer Muschelkalk	Mittlerer Muschelkalk	Mittlerer Muschelkalk
	Grès bigarré (Buntsandstein)	Unterer Muschelkalk (Muschelsandstein)	Unterer Muschelkalk (Muschelsandstein)
	Grès des Vosges (Vogesensandstein)	Oberer bunter Sandstein (Votziensandstein)	Votziensandstein Zwischenschichten
		Mittlerer bzw. unterer Bunt- sandstein (Vogesensandstein)	Mittlerer bzw. unterer Buntsand- stein (Vogesensandstein oder Hauptbuntsandstein.)

Die von Benecke vorgeschlagene Gliederung ist in den an das Luxemburger Land angrenzenden Gebieten angenommen worden. Sie ist auch auf der Luxemburger geologischen Spezialkarte zur Anwendung gekommen.

1. DER VOGESENSANDSTEIN ODER HAUPTBUNTSANDSTEIN (Sm).

Unterer Buntsandstein wird weder in Elsaß-Lothringen noch im Luxemburg—Trierer Triasraum ausgeschieden. Als westlicher Rand des Beckens des Untern Buntsandsteines gilt der Ostrand des rechtsrheinischen Anteiles des Schiefergebirges. Gegen Süden soll diese Westgrenze die oberrheinische Tiefebene nicht überschreiten. Im Süden reicht das Becken bis in den nördlichen Schwarzwald. Im Norden umzieht dasselbe den Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges und dringt hier nach M. BLANKENHORN (1885, p. 7) in die Bucht von Commern ein. Der Buntsandstein nimmt in der Triasmulde von Commern (am Nordrande der Eifel) das größte Areal ein. Wie im Süden an der Mosel läßt sich hier eine Zweiteilung durchführen :

Die untere Stufe, der Hauptbuntsandstein, entspricht im Süden dem Vogesensandstein, in Mitteldeutschland dem untern und mittleren Buntsandstein. (Vgl. auch E. W. BENECKE: 1877 p. 550.)

Die obere Stufe, der Obere Buntsandstein, ist in der linksrheinischen Trias äquivalent den sogenannten Zwischenschichten (BENECKE, 1877, p. 557) nebst dem Votziensandstein, in Mitteldeutschland dem Chirotheriumsandstein nebst dem gipsführenden Röt.

BENECKE (1877 p. 540) weist die vollständige Konkordanz des Vogesensandsteines mit dem Rotliegenden in den Vogesen nach, die übrigens bereits E. DE BEAUMONT und VOLTZ bekannt war. Er legt die Grenze des Buntsandsteines über die Lage von Dolomiten, die im obersten Rotliegenden auftreten, faßt auch die Möglichkeit ins Auge, daß diese dolomitische Schichten den Zechstein vertreten, weist aber einschränkend darauf hin, daß das weitere Vorkommen von Dolomiten in dem obern Teile des Buntsandsteines diese Auffassung nicht zu einer Notwendigkeit mache.

BENECKE setzt den Vogesensandstein gleich dem Hauptbuntsandstein und schreibt: «Der Hauptbuntsandstein umfaßt das, was man in Mitteldeutschland als untern und mittleren Buntsandstein unterschieden hat.»

Übrigens hatte VOLTZ bereits vor 1830 den Vogesensandstein dem untern Teil des Buntsandsteines Mitteldeutschlands gleichgestellt.

Was GREBE auf seinen Kartenblättern westlich der Saar²⁾ als mittleren (und untern?) Buntsandstein oder Vogesensandstein bezeichnet, umfaßt letztern und Rotliegendes, wie VAN WERVEKE und WEHRLI übereinstim-

¹⁾ Die neuern französischen Karten von Elsaß-Lothringen z. B. Wasselonne (1937) zeigen die Gliederung des Buntsandsteines wie sie von BENECKE aufgestellt wurde.

²⁾ Blätter Freudenburg und Saarburg der geologischen Spezialkarte von Preußen.

mend bestätigen. Auf dem Blatt Trier und den Blättern nördlich der Mosel ist der Vogesensandstein als äquivalent mit mittlerem Buntsandstein ausgeschieden.

In den Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken (1906) bezeichnet VAN WERVEKE (p. 128) als untern Buntsandstein « zu oberst intensiv rote, tonige, weiche Sandsteine, dann feste oft violettrote Bausandsteine, darunter intensiv rote, oft grünaugige Lettenschiefer mit dazwischen gelagerten, dünnblättrigen Sandsteinschiefern z. T. mit gelben, dolomitischen Linsen und Knollen ».

Es ist dies eine Ausbildung die nach Farbe und Gesteinsart zum Rotliegenden oder zum Zechstein gehört. Darüber folgt der Hauptbuntsandstein oder Vogesensandstein, der dem mittleren Buntsandstein äquivalent gestellt wird.

Da aber überall da, wo die Auflagerung des Vogesensandsteines auf das Rotliegende zu beobachten ist, völlige Konkordanz besteht und keine Unterbrechung in der Sedimentation festzustellen ist, so muß doch logischerweise hier eine Schichtenreihe bestehen, welche als Übergangsschichten Zechstein und Untern Buntsandstein umfaßt, falls der Vogesensandstein den mittleren Teil des Buntsandsteines bildet.

Ob man nun die in den Vogesen auftretenden roten oder rotvioletten, tonigen Sandsteine mit Tongeröllen und mit eckigen Geröllen, die allmählich in verbandfesten Sandstein mit gut gerundeten Quarzgeröllen übergehen, als Vertreter des untern Buntsandsteines auffaßt und den Vogesensandstein zum mittleren Buntsandstein stellt oder ob diese Übergangsschichten als Vertreter des Zechsteines gelten, und der Vogesensandstein dann den untern und mittlern Buntsandstein vertritt, ist eine Frage, die mangels zwingender Anhaltspunkte offen bleibt. Der einzige Grund weshalb man heute den Vogesensandstein als mittleren Teil des Buntsandsteines auffaßt, beruht einzig auf Grund einer Analogie mit Mitteldeutschland, die jedenfalls bei dem Fehlen von Fossilien im Vogesensandstein nicht zwingend ist.

Ein Idealprofil durch den Hauptbuntsandstein (Vogesensandstein).

1) An der untern Grenze zahlreiche Gerölle, die sich häufig bis zu einem Konglomerat anhäufen. Polygene Gerölle: vorwiegend Quarz und Quarzit, daneben aber auch Porphyr, Porphyrtuff, Sericitschiefer und Grauwackenbänke. Aus vereinzelt Geröllen sind devonische Versteinerungen bekannt.

Dieses untere Konglomerat ist besonders im Saargebiet und dem angrenzenden Teile von Lothringen, wie aus der Pfalz bekannt. In den Vogesen ist es nicht überall vorhanden. Das Konglomerat entspricht einer « Randausbildung » oder einem Basalkonglomerat.¹⁾

2) Darüber der meist ziegelrote, aus scharfen, eckigen, glitzernden Quarzkörnern bestehende Vogesensandstein oder Hauptbuntsandstein. Die einzelnen Quarzkörner sind durch eine dünne Haut von Eisenoxydhydrat verkittet und ohne toniges Bindemittel. Der Sandstein ist bald von feinerem, bald gröberem, vereinzelt auftretendem Quarzgeröll (ohne geschlossene Lagen) durchsetzt.

3) Als Abschluß nach oben das bis 25 m mächtige Hauptkonglomerat. Es besteht aus weißen und rötlichen Quarzgeröllen, Quarzitgeröllen und Kieselschiefergeröll, welche durch Sand verkittet sind. Geröllfreie Sandsteinbänke, die aber auf kurze Entfernung immer wieder unterbrochen werden, sind eingelagert. Das Konglomerat hat seine größte Mächtigkeit im Gebiete der Vogesen und nimmt nach Norden hin ab, so daß es im Gebiete der Saar bereits eine geringe Rolle spielt und in der Trierer Gegend nur mehr 1—2 m mächtig ist.

Entgegen den meisten Autoren fassen VAN WERVEKE und SCHUMACHER, Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken, 1906, das Hauptkonglomerat nicht als Abschluß des Hauptbuntsandsteines sondern als Basis der Zwischenschichten auf.

Das Hauptkonglomerat darf als ein mächtiger und ausgedehnter Restschotter aufgefaßt werden, welcher die gut gerollten Reste der widerstandsfähigsten Gesteine eines weiten, der Abtragung unterworfenen Gebietes darstellt, die durch Abspülung und Weitertransport konzentriert wurden. (E. KRAUS, 1925, p. 38.)

¹⁾ E. KRAUS, Lothringen, 1925, p. 8 deutet es als Übergangsschichten zum Hauptbuntsandstein. Die Frage bleibt offen ob es nicht den untern Buntsandstein vertritt.

Pseudomorphosensandstein. Im untern Teile des Vogesensandsteines treten häufig dunkelbraune, löcherige Stellen auf. Es sind dies die sogenannten « Manganbutzen. » Diese Manganbutzen stellen Pseudomorphosen nach Kalkspat dar, weshalb dieser Sandstein als Pseudomorphosensandstein bezeichnet wird.

Von der westlichen Seite der untern Saar, unterhalb Merzig und aus der Trierer Gegend gibt GREBE (1882, p. 464) folgende Darstellung des Buntsandsteines: « Der Buntsandstein besteht aus zwei Abteilungen, dem Vogesensandstein und dem Voltziensandstein. Ersterer nimmt bei weitem die größere Mächtigkeit ein; an der Basis befindet sich eine Konglomeratschicht von 10 bis 20 m Mächtigkeit. Dann folgt in mehr oder weniger mächtigen Bänken ein grobkörniger Quarzsandstein von hellroter Farbe mit spärlichen Glimmerschüppchen und wenig Tongallen. Die Schichten sind oft buntfarbig; dann ist das Gestein zerreiblich und zu Werkstein nicht geeignet. Häufig kommen in den obern Schichten Schalen von Brauneisenstein vor. Es setzen zuweilen auch schmale Gänge von Brauneisenstein durch den Sandstein, meist von SW nach NE und bis zu 70° einfallend. Dann ist noch zu erwähnen, daß sich in den hangenden Schichten manchmal noch eine Konglomeratbank zeigt von 1—2 m Stärke. Einzelne Geschiebe im Sandstein kommen in dieser ganzen Abteilung vor.

An der Grenze gegen die obere Abteilung, den Voltziensandstein, bemerkt man oft viele Kiesel, zuweilen auch Dolomitknauer und eine bläuliche Färbung der Schichten. Beim Fehlen dieser Merkmale wurde die Grenze zwischen beiden Abteilungen da gezogen, wo die feinkörnigen, sehr glimmerreichen Tonsandsteine mit mächtigen Bänken beginnen ».

In dem « untern Konglomerat » sind auf den Blättern Freudenburg und Saarburg Dolomitlager eingetragen und diese Konglomerate sind in der Farbenerklärung als « untere Konglomerate » des « mittleren (und untern?) Buntsandsteines » bezeichnet. Nach L. VAN WERVEKE und H. WEHRLI ist ein Teil dieser Konglomerate normales Oberrotliegendes. (Vgl. auch p. 6 u. 7.)

Über dem Konglomerat folgen weinrote, tonige Schichten, in denen Lagen von Dolomitknollen und einzelne Lagen von sandigem Dolomit auftreten.

Über diesen weinroten, tonigen Schichten folgt unzweifelhafter Vogesensandstein, aber ohne Konglomerat an der Basis. Konglomerat tritt nach VAN WERVEKE nur dann auf, wenn der Vogesensandstein auf das Grundgebirge übergreift. (Rand- oder Basalkonglomerat.) Dieses ist eine Bildung der Transgression und reicht deshalb aus den tiefern Lagen des Vogesensandsteines bis in die höhern. Es führt aber keine Dolomitlagen.

Das eigentliche Hauptkonglomerat ist in unserm Gebiete und in der Trierer Gegend nur sehr lokal ausgebildet und nicht über 1—2 m mächtig. Es führt keine Dolomitknollen. Die Schichten mit vielen weißen Kieseln und Dolomitknauern gehören in die Zwischenschichten, welche in den obern Buntsandstein gestellt werden. Die Zwischenschichten sind bei GREBE auf den ältern Blättern zwischen Saar und Mosel von Sierck bis Trier nicht als besondere Abteilung ausgeschieden.¹⁾

Unterabteilungen des Vogesensandsteines.

Der Vogesensandstein wird in zwei Abteilungen gegliedert, Unterer (sm¹) und Oberer (sm²) Vogesensandstein, die sich aber nicht immer scharf trennen lassen. Die Grenze läßt sich nur bis auf 10—20 m genau angeben.

Als unterscheidende Merkmale beider Abteilungen sind zu erwähnen:

- 1) Die Geröllführung ist im sm² schwächer, die Lagerung ruhiger.
- 2) Die schwarzbraunen Pseudomorphosenflecken finden sich in sm² selten, sind aber kennzeichnend für sm¹.
- 3) In sm¹ sind die Sandsteine kaolinhaltig und zeigen manchfaltige Färbung; neben den ziegelroten und weißen findet man auch weinrote und rosenrote Sandsteine. Im sm² ist der Sandstein ein ziemlich grobkörniges, gleichmäßig ausgebildetes, ziegelrotes oder gelbes Gestein, dem nur hier und da vereinzelte Gerölle eingelagert sind.

¹⁾ Blätter Wincheringen, Beuren und Perl der geol. Spezialkarte von Preußen.

Im Gebiete von Saarbrücken lassen sich beide Abteilungen auseinanderhalten. Die obere Abteilung greift über die untere hinauf und mit diesem Hinaufgreifen auf das Grundgebirge des Hunsrück verschiebt sich das untere (Grund- oder Randkonglomerat) nach höhern Lagen. Dasselbe stellt also eine fazielle Ausbildung dar, die mit dem Übergreifen der Transgression auf das vorgelagerte Festland in verschiedenen stratigraphischen Horizonten auftreten kann.

Auch in der Umgegend von Trier glaubt VAN WERVEKE (1910 p. 48) diese beiden Abteilungen auseinanderhalten zu können. Die untere Abteilung zeigt hier vielfache Einlagerungen von Konglomeraten und dünneren Tonlagen in einem Sandstein von oft braunroter Färbung und mit Austrocknungsrisen. Die Pseudomorphosen, die so bezeichnend in den Vogesen sind, fehlen bei Trier. Die obere Abteilung, ist frei von Geröllen bis diese sich wieder nahe dem obern Buntsandstein einstellen, wo dann dünne Geröllagen vorkommen, aber kein Konglomerat auftritt.

Im Luxemburger Gebiet ist Vogesensandstein (sm) nur in den beiden Bohrlöchern von Mondorf bekannt geworden. Sonst geht er nirgends zu Tage. Westlich der Saar steht er bis bei Koenen an. Bei Wasserliesch stößt der Buntsandstein an einer Verwerfung von 100 m Sprunghöhe ab, die von der Kyll im NE bis gegen Wincheringen nach SW auf etwa 30 km Länge verfolgt werden kann und welche den Buntsandstein in Kontakt mit dem mittleren Muschelkalk bringt. Das westlichste Auftreten anstehenden Vogesensandsteines findet man am Rande des Devons zwischen Our und Enz. Nach den Erläuterungen zu den Meßtischblättern hat er bei Sinspelt noch 20 m Mächtigkeit. Er lagert hier unmittelbar auf Devon und erreicht nach Westen hin das Ourtal nicht mehr.

Der Vogesensandstein in den Bohrungen von Bad-Mondorf.

Das Bohrregister der Kindquelle (erbohrt 1841—1846) gibt für die Tiefe von 449.48 m bis 730 m nur die Beschreibung von 9 Bohrproben. Mit der Tiefe von 449 m endigt der mittlere Muschelkalk (Anhydritgruppe) und beginnt der Muschelsandstein. Zwischen 449 m und 708 m liegen Muschelsandstein sowie oberer und mittlerer Buntsandstein. Was von dieser Gesteinsfolge zum Rotliegenden zu stellen ist, ist unbestimmt. Bei 708 m läßt sich Rotliegendes erkennen. Bei 713.76 m beginnt das Devon. Weiteres läßt sich aus den spärlichen Angaben nicht ermitteln. (Vgl. das Bohrprofil der Kindquelle auf Tabelle No II.)

Das Bohrloch der Adelheidquelle (erbohrt 1913) hat genauere Angaben geliefert. Der Muschelsandstein endigt bei 457 m. Dann folgen von 457—462.40 m die Grenzletten. Zwischen 537 und 541 m liegt die Grenze zwischen Oberem und Mittlerem Buntsandstein. Der Obere Buntsandstein läßt sich schwer in Voltziensandstein und Zwischenschichten trennen, denn bereits bei 467 m beginnen violettrote Farben und Dolomitknöllchen sowie die vereinzelt Quarzgerölle, welche anderwärts die Zwischenschichten kennzeichnen.

Erst bei 451 m hören die Dolomiteinlagerungen auf und der Sandstein zeigt die ziegelrote Farbe des Vogesensandsteines. Nehmen wir die untere Grenze des Vogesensandsteines, nach Analogie mit der Kindquelle bei 700 m Tiefe an, dann hätte der Vogesensandstein eine Mächtigkeit von rund 160 m. Ebenso wenig wie im Gebiete der Trierer Mulde ist das Hauptkonglomerat vertreten. (Vgl. das Bohrregister der Adelheidquelle auf Tabelle No III sowie die Beschreibung der Bohrproben aus der Neubohrung von 1947.)

Im Bohrloch von Longwy deutet nichts auf das Vorkommen von Vogesensandstein. Hier ist derselbe bereits ausgekelt.

DIE ZWISCHENSCHICHTEN so¹ 1).

Allgemeines.

BENECKE (1877, p. 558) trennte in dem Oberen Buntsandstein (so) eine untere Abteilung ab, die er als «Zwischenschichten» (so¹) bezeichnet.

Die Zwischenschichten nehmen nach ihrer petrographischen Ausbildung eine Zwischenstellung ein und vereinigen Merkmale des Vogesensandsteines (sm) und des Voltziensandsteines (so²).

1) Die gleichen Abkürzungen der Schichtenbezeichnungen sind auf der geologischen Spezialkarte von Luxemburg angewandt worden.

Sie zeigen einen bunten Wechsel von grobem (sm²) und feinem (so²) Korn. Neben tonigen Schichten (so²) liegen solche mit groben Quarzkörnern (sm) und Quarzgeröllen. Glimmer, der tiefer beinahe fehlt, stellt sich reichlicher ein (so²). Die Farbe ist braunviolett bis braunrot. Dazwischen zeigen sich vielfach braune Flecken als Rückstände dolomitischer Knollen und Knötchen. Auch Hohlräume mit braunen Flecken kommen vor.²⁾

An günstigen Stellen findet man auch frischen Dolomit; er ist stellenweise mit Karneol vergesellschaftet. In den Vogesen und im Pfälzer Bergland schiebt sich das Hauptkonglomerat zwischen Vogesensandstein und Zwischenschichten. Im Saargebiet und im nördlichen Lothringen ist es nur schwach ausgebildet oder fehlt. Dort treten in untern Teile der Zwischenschichten, nahe der Basis, Schichten auf, welche Dolomite und Karneol führen. Darüber stellen sich häufig geröllreiche Lagen von grobem Sandstein ein. Auf das Vorkommen von Dolomit nahe der Grenze von Vogesensandstein und Oberm Buntsandstein hat zuerst E. DE BEAUMONT in dem bekannten Profil vom Kreuzberg bei Forbach aufmerksam gemacht. Karneol ist hier nicht vorhanden, kommt aber dann weiter westlich, bei St. Avold, vor.

Weit verbreitet sind löcherige Sandsteine. Die Vertiefungen entstanden durch Auslaugen von Dolomitknollen. Der braune Belag ist ein Verwitterungsrückstand der eisenschüssigen und manganhaltigen Dolomite.

Im obern Teile sind die Zwischenschichten geröllfrei, führen dagegen im untern Teile viele Gerölle, die sich bis zum Konglomerat anhäufen können. Wegen des Vorkommens von Karneol (roter Feuerstein) wird das Konglomerat lokal als Karneolkonglomerat bezeichnet.

Der Dolomit tritt teils in geschlossenen, z. T. brecciösen Bänken und in unregelmäßigen Knollen auf. Dolomit und Dolomitknollen sind in violetten und braunen Ton eingebettet.

GREBE hat in den Erläuterungen zu den Kartenblättern von Trier, Bitburg, Mettendorf, Wallendorf ebenfalls Zwischenschichten ausgeschieden, für welche er folgende Merkmale gibt:

Der Vogesensandstein schließt nur lokal mit einer schwachen Konglomeratbank ab, die aber vielfach fehlt. Die Zwischenschichten bestehen aus grauvioletten, bis braunroten, meist glimmerreichen, feinkörnigen Sandsteinen mit weißen Quarzgeröllen und mit Dolomitknauern. Die Sandsteine zeigen häufig Hohlräume und schließen Knollen von Dolomit ein. Karneol wird nicht erwähnt.

Auch Blankenhorn (1885) gibt für die Trias von Commern mächtige Zwischenschichten mit den gleichen Merkmalen an: Unten bunte Konglomerate mit stark dolomitischem Bindemittel. Dazwischen Lagen von grobkörnigem Sandstein mit braunen Flecken und mit Hohlräumen, die Kristalle von Eisenspat und Schwespat führen. Auch Knauern von Dolomit kommen in den untern Lagen vor. Karneol wird nicht beobachtet. Der Charakter der Zwischenschichten hält hier bis an die obere Grenze des Buntsandsteines an. Voltziensandstein kann petrographisch nicht abgetrennt werden, ist aber durch das Auftreten von VOLTZIA paläontologisch gekennzeichnet.

Die Zwischenschichten (so¹) im Gebiete von Luxemburg.

Als Hauptvorkommen sind zu erwähnen:

1) Im Bohrloch der Adelheidsquelle in Bad-Mondorf reicht der Obere Buntsandstein von 457—540 m, hat also 83 m Mächtigkeit.

Nur von 457 bis 467 m hat das Gebirge den Charakter von Voltziensandstein mit Grenzletten.

Von 467 bis 540 m treten die Merkmale der Zwischenschichten auf: Es zeigt sich ein Wechsel von feinglimmerigem, tonigem und grobem, großglimmerigem, braunrotem Sandstein. Die Quarzgerölle treten einzeln auf oder gehen in dünne Konglomeratlagen mit dolomitischem Bindemittel über.

Dolomitknauer und dünne Lagen von Dolomit sind durch die ganze Mächtigkeit von 467—540 m hindurch verbreitet. Der Dolomit ist mehrfach brecciös, der Sandstein reich an Drusen, die mit Dolomitkristallen ausgekleidet sind. Karneol wurde nicht angetroffen.

²⁾ Die Abkürzungen in Klammern geben hier die Schichten im Liegenden und Hangenden der Zwischenschichten, in denen die gleichen Merkmale auftreten.

2) Im Kerne des Sattels von Born, zu beiden Seiten des Sauertales, zwischen Hinkel im Norden und Metzdorf im Süden sind die Zwischenschichten am besten aufgeschlossen am Wege von Born nach Girst und am Ausgang des Tales bei der Borner Mühle (neuer Steinbruch). Es sind braunrote Sandsteine mit dünnen Zwischenlagen von braunvioletten Tönen. Nur der obere Teil der Stufe, etwa 20 m, ist erschlossen. Dolomitknauer kommen vor; Gerölle sind nicht vorhanden.

3) Größere Räume nehmen die Zwischenschichten (so^1) am Rande des Oeslings ein, wo die Abteilung mit einem Basalkonglomerat beginnt und von Voltziensandstein (so^2) überlagert wird. Die Zwischenschichten liegen dem Devon unmittelbar auf und zeigen die gleiche charakteristische Ausbildung wie in der Trierer Gegend: Über dem Basalkonglomerat folgen braunrote, grobkörnige, oft löcherige, stellenweise glimmerreiche Sandsteine mit Geröllagen und Dolomitknauern, denen Dolomitlagen oder Tone von violetter, braunroter oder grünlicher Farbe eingelagert sind. Bei Ettelbrück keilen die Zwischenschichten aus. Die Geröllagen setzen aber weiter nach Westen fort. Sie gehören nun zum Grundkonglomerat des Voltziensandsteines, der in nach Westen übergreifender Lagerung von hier ab dem Devon unmittelbar aufruht.

Das Geröll an der Basis von so^1 wird bis 8 m mächtig. Es führt ausschließlich Quarz, Quarzite und Grauwacken aus dem devonischen Grundgebirge. Nur wo am äußersten Rande der mesozoischen Decke die Zwischenschichten durch Verwitterung bis auf die härtesten Bestandteile zerstört sind, trifft man in dem Gerölle auch Dolomitknauer, die hier demnach eine Art « Restschotter » darstellen. Bei ungenügenden Aufschlüssen in den Feldern sind diese Dolomitknauer leitend für die Verbreitung der Zwischenschichten.

Die Mächtigkeit von so^1 liegt zwischen 70 und 80 m. In Diekirch ist sie 80 m, bei Ettelbrück rund 60 m.

Basalkonglomerat und Gerölle (Randgerölle) am Südrande des Oeslings.

Ein mehr oder weniger breites Band von grobem Quarzgeröll umsäumt das Ausgehende der Triasschichten am Südrande des Oeslings. Dieses Geröll ruht unmittelbar auf dem Devon. Es ist teils Basalgeröll, teils Restschotter, der früher weiter nach Norden reichenden und jetzt erodierten Triasschichten.

Alle Schichten des Mesozoikums, die am Südrande des Oeslings unmittelbar dem Devon auflagern, beginnen mit einem Basalkonglomerat, das bis 15 m mächtig werden kann. Das Basalkonglomerat von so^1 reicht nach Westen bis bei Ettelbrück. Von hier ab bis bei Folscheid ruht so^2 mit einem mächtigen Basalkonglomerat auf dem Devon und von Folscheid bis an die belgische Grenze ist es mittlerer Keuper.

Die geologische Stellung dieses Randgerölles war lange umstritten. MORIS (1852) stellte es zum Buntsandstein, VAN WERVEKE (1887) in das Diluvium, gab aber später (1905) zu, daß diese Auffassung einer Einschränkung bedürfe. GOETZ (1914) und FLOHN (1937) fassen die Geröllablagerungen auf Grund der Form und der Farbe der Gerölle als Basalkonglomerat des Buntsandsteines auf. G. BAECKEROOT (1932, 1933, 1939) kehrt zu der Auffassung von VAN WERVEKE (1887) zurück.

Der Umstand, daß die dem Sandstein nördlich vorgelagerten Gerölle die unmittelbare Fortsetzung des Grundkonglomerates sind, das Vorkommen von Relikten von unzweifelhaften Zwischenschichten westlich Kippenhof mit allmählichem Übergang in lockere Geröllanhäufungen, das Auftreten von Dolomitknauern zwischen den Geröllagen in dem Gebiete, wo noch Zwischenschichten auftreten, so östlich der mittleren Sauer, und der vollständig abweichende Aspekt dieser Geröllanhäufungen von sicher bestimmbarer Geröllmassen der Flußterrassen lassen keinen Zweifel darüber, daß die Gerölle im Gebiete des Buntsandsteines eine besondere Fazies desselben bilden, wobei spätere lokale Anhäufung gelegentlich auftreten kann. (Vergleiche auch: M. LUCIUS, 1940, p. 125—128 und 1941, p. 28—57).

Dolomitknollen, dolomitische Einlagerungen und dolomitisches Bindemittel in den Zwischenschichten (so^1).

Auffallend ist die Verteilung von Dolomit- und Kalkgehalt im Buntsandstein. Bereits in den Schuttmassen des Rotliegenden finden wir in dem Aufschluß westlich der Saar bei Saarburg über dem Quarzschutt eine

0.20 m mächtige Quarzitbreccienbank mit einem Bindemittel von Dolomit und Kalkspat. Dann folgen eine 10 m mächtige Wechsellagerung von dunkeln tonigen und weißen sandigen Lagen, beide mit Quarzschutt. In den weißen Lagen finden sich unregelmäßig geformte Knollen mit kalkig-dolomitischem Bindemittel. Dann kommt wenig fester Sandstein mit Manganbutzen, vergleichbar dem Tigersandstein; darüber roter Schiefer (Rötelschiefer) und als Abschluß eine 0.30 m mächtige Bank von grobspätischem Dolomit.

Auch in dem braunroten Sandstein der Zwischenschichten (so¹) haben wir häufig die Manganflecken sowie Höhlungen, in denen ursprünglich Dolomitkristalle saßen, und die als Pseudomorphosenflecken bezeichnet werden. Dazu kommen die häufigen Dolomitknauer und die Lagen von breccienartigem Dolomit und Dolomitdrusen.

Die Manganflecken zeigen auf eine Konzentration an bevorzugter Stelle, bei Anwesenheit eines Attraktionszentrums, von ursprünglich im Sande diffus verteiltem Calcium-Mangankarbonatgehalt hin. Das Konzentrat konnte später wieder in Lösung gehen, wobei aus den karbonatischen Verwitterungslösungen oxydisches Mangan zurückblieb.

Die Pseudomorphosenflecken bilden dunkelbraune Auskleidungen von undeutlichen Grübchen und Löchern durch Mn- und Fe-oxyd. Es besteht die Auffassung, daß an diesen Stellen ursprünglich im Gestein Karbonatkristalle mit einem Mn—Fe-gehalt ausgeschieden waren, die unter Zurückbleiben dieses aufgelöst wurden. Nur selten erkennt man aber den Zusammenhang dieser Grübchen mit einstiger Kristallbildung. Es dürfte auch eine sekundäre Anreicherung durch Mn—Fe-Infiltration stattgefunden haben, denn der ehemalige Gehalt der Karbonate an Mn und Fe reichte für die jetzige Konzentration nicht aus.

Im Oberen Buntsandstein kommen weiter vielfach Tongallen und Dolomitdrusen vor. Letztere treten besonders in den dolomitischen Sandsteinen von so¹, erstere in den tonigen Sandsteinen von so² auf. Im Bohrloch der Adelheidquelle wurden beide in den erwähnten Stufen angetroffen.

Die Tongallen sind vollrund oder etwas abgeplattet und erinnern in ihrer Form an die Tonknollen, die beispielsweise massenhaft an lehmigen Seeufnern vorkommen, wo abgebrochene Lehmbrocken von den Wellen hin und her bewegt und dabei abgerollt werden. Sie dürfen als Strandbildungen in einem flachen Gewässer aufgefaßt werden.

Die mit Dolomitkristallen ausgekleideten Drusen bis zur Größe einer Erbse, seltener darüber, sind richtige Sekretionen, aber die Entstehung der Hohlräume in dem dolomitischen Sandstein oder in dem Dolomit dürfte keine ursprüngliche sein. Da Fossilien fehlen handelt es sich nicht um ausgelaugte Schalenreste. In den darüber folgenden dolomitischen Sandsteinen der mu¹ Stufe trifft man häufig Anhydritknöllchen. Solche Knöllchen konnten ebenfalls in so¹ auftreten und später ausgelaugt werden. Gips fand sich beispielsweise in kleinen Knollen in dem roten Sandstein der Zwischenschichten bei einer Bohrung in Diekirch. (Siehe M. LUCIUS 1941, III, p. 40). Eine Sekretion wäre also an Stelle einer Gipskonkretion getreten. VAN WERVEKE nimmt übrigens ähnliche Entstehung der Drusen des Mandeldolomites in dem untern Keuper am Südrande des Oeslings an.¹⁾

Diese reichliche Dolomitbildung dürfte mit den eigentümlichen Sedimentationsbildungen in der Nähe des Festlandes zusammenhängen. Denn gerade in dem obersten Rotliegenden, sowie in den tiefern Lagen der Zwischenschichten (so¹) die beide durch die häufigen Gerölleinlagen, Wechsel von tonigen und sandigen Bildungen, häufige Kreuzschichtung, den unruhigen Eindruck der küstennahen Ablagerungen machen, ist Dolomit häufig, während er dem Vogesensandstein und dem Voltziensandstein fehlt oder doch ganz zurücktritt. (Vgl. auch: Chemische Ausbildung des Hauptmuschelkalkes p. 63.)

3. DER VOLTZIENSANDSTEIN. (so²).

Der Voltziensandstein zerfällt in den eigentlichen Voltziensandstein (so²) und in die Grenzletten. (so^{2a})

Ersterer entwickelt sich aus den Zwischenschichten durch allmählichen Übergang. Eine scharfe Grenze läßt sich nicht festlegen.

¹⁾ Über die Bildungsweise eines Mandeldolomites der Lettenkohle am Südrande der Ardennen. Mitteil. der geol. L. A. von Els. Lothringen. Bd. VIII, Heft 1, 1913.

Die Farbe wird heller, das Braunrot geht in ein kräftiges helleres Rot über. Nur gelegentlich treten hellgelbe, lilarote oder grünliche Flecken auf. Das Korn ist feiner, das Bindemittel tonig. Glimmer tritt namentlich auf den Schichtenflächen auf und kann so reichlich werden, daß das Gestein schieferig aufblättert. Das tonige Bindemittel kann ebenfalls so zunehmen, daß der Stein von seiner Wetterbeständigkeit einbüßt und leicht zerfällt. Die Bankung ist gewöhnlich gut, doch tritt vielfach rasches Auskeilen und Einschieben von Tonlagen ein, was sich beim Abbau ungünstig auswirkt.

Gelegentlich kommen dolomitische Lagen vor, doch treten sie gegenüber dem Vorkommen in den Zwischenschichten (so¹) sehr zurück. Die Dolomitknauer fehlen, so daß dies als eines der besten Abtrennungsmittel zwischen so² und so¹ gilt. Bei ungenügenden Aufschlüssen kann die Obergrenze von so¹ dahin verlegt werden, wo die Dolomitknauer aufhören.

Nach oben häufen sich gewöhnlich die tonigen Schichten so an, daß eine 1—3 m mächtige Abteilung von roten, sandigen, glimmerhaltigen Letten, den Grenzletten, (so^{2a}) entsteht. Diese bilden einen Wasserstauer für das im überlagernden Muschelsandstein (mu¹) zirkulierende Wasser. Der Austritt kleiner Quellen bezeichnet deshalb vielfach die Grenzfläche zwischen so^{2a} und mu¹.

Versteinerungen: Vogesensandstein (sm) und Zwischenschichten (so¹) sind in unserm Gebiete fossilifer. Nur im Voltziensandstein stellt sich (bei uns recht selten) *Voltzia heterophylla* BRONGN. ein, die bisher nur von Apach und Wintersdorf aus dem so² bekannt ist, bei uns aber häufiger im mu¹ angetroffen wird. Bei Wintersdorf wurde auch *Anomopteris Mougeoti* BRONGN. durch GREBE festgestellt. Mit den Pflanzenresten finden sich häufig Malachit und Kupferlazur.

Fazies des Voltziensandsteines (so²) im Luxemburger Gebiet.

Wir können durch die ganzen Triasbildungen des Gutlandes eine Küstenfazies und eine Binnenfazies unterscheiden.

Die Küstenfazies tritt in der Buntsandsteinzeit am Westrande des Hunsrückes und am Südwestrande des Oeslings, für die höheren Stufen der Trias nur mehr am Südwestrande des Oeslings auf.

Die Küstenfazies am Westrande des Hunsrück kommt für unser Gebiet nur in dem Gebiete nördlich und westlich der Klippe von Sierck in Frage.

Die Binnenfazies hat ihre Hauptverbreitung im Gebiete der Mosel und der untern und mittleren Sauer, bis westlich Diekirch. Sie schließt sich eng an die normale Ausbildung Lothringens an.

A) Ausbildung im Gebiete der Mosel und untern Sauer.

1) Im Bohrloch von Bad-Mondorf von 1913 (Adelheidquelle) kann Voltziensandstein nur zwischen 457 und 471.85 m Tiefe ausgehalten werden. Davon entfallen 5 m, von 457 bis 462, auf die Grenzletten, so daß typisch ausgebildeter so² kaum 10 m mächtig ist.

Das Gestein unter 471.85 m hat den Charakter der Zwischenschichten. Für die Gesteinsbeschaffenheit verweisen wir auf das mitgeteilte Bohrprofil der Tabelle N^o III.

2) Voltziensandstein bei Schengen und die Quarzitklippen von Sierck.

Bei Schengen bildet der so² den Fuß der Ost- und Südostseite des Stromberges. Er war im Luxemburgischen jedoch nur an einer Stelle, und dazu schlecht, in einem 2—3 m tiefen Einschnitt über der Salzquelle südlich Schengen erschlossen (1936). Der Aufschluß ist heute wieder vollständig verrutscht. Sonst bildet die ganze Ostseite des Stromberg auf dem Luxemburger Gebiet ein einziges Blockfeld bis an den Fuß des Nodosuskalkes (mo²) hinauf. Jenseits der Landesgrenze bilden einige Feldwege kärgliche Aufschlüsse im so². Es ist ein roter, feinkörniger, glimmerführender, toniger Sandstein mit Einlagen von roten Tonschichten, besonders gegen das Hangende hin. (Grenzletten.) Hier beobachtet man schwache Wasseraustritte, die bei den schlechten Aufschlüssen als Grenzlinie gegen mu¹ benutzt werden können, da eine Abtrennung nach der Farbe hier nicht möglich ist und die roten Töne hoch in den Muschelsandstein (mu¹) hinaufreichen.

Besondere Erwähnung verdient die Auf- und Anlagerung von Voltziensandstein auf devonischen Quarzit vom Alter der Taunusstufe bei Sierck.

In der Umgebung von Sierck steht Quarzit der Taunusstufe in etwa 12 oberflächlich von einander getrennten Stellen an, die am Ausgang des Montenacher Tales, im Apacher Tale und im Moseltal liegen. Die bedeutendsten Vorkommen werden im Montenacher Tal angetroffen, wo sie in bis 60 m hohen Steilwänden erschlossen sind.

Auf Luxemburger Gebiet liegt nur ein Vorkommen, das vom rechten Moselufer bei Apach quer durch die Mosel als Felsbarre bis zur Salzquelle von Schengen an dem Ostfuß des Stromberges hinzieht, doch nur bei niedrigem Wasserstand zu beobachten ist. Bei dem Wassertiefstand Anfang Oktober 1943 war diese Quarzit-



Fig. 3. — Die Quarzitschwelle im Bette der Mosel bei der Salzquelle von Schengen. — Photo E. FABER vom 5.10.43.



Fig. 4. — Quarzitschwelle im Bette der Mosel wie in Fig. 3. Die flache Lagerung der Quarzitbänke ist deutlich zu erkennen. — Photo E. FABER 5.10.43.

schwelle besonders gut zu beobachten. (Siehe Photo Fig. N^o 3 und 4.) Sie besteht aus flach gelagertem, schwach nach NW einfallenden Quarzitbänken mit Einlagerungen von Sericitschiefer. Der Quarzit ist grau mit braunroten Eisenflecken und vielfach von Quarzgängen durchsetzt; der Schiefer ist graugrünlich. Ein größeres Vorkommen, aber bereits jenseits der Luxemburger Grenze, liegt nördlich der Häuser von Rüdlingen, ebenfalls an der Ostseite des Stromberges. Die Quarzitmasse ist dickbankig, flach gelagert, erhebt sich rund 20 m über die Mosel und ist von so² umgeben. Über dem Vorkommen liegt Muschelsandstein (mu¹). Der in dem Vorkommen eröffnete Steinbruch zeigt braunroten oder rotgefleckten, stark mit Quarz durchsetzten Quarzit, mit unregelmäßig geformten und rasch auskeilenden Zwischenlagen von graugrünlichem Sericitschiefer. Auf Klüften und in Hohlräumen beobachtet man vielfach gut ausgebildete Quarzkristalle, welche 3 bis 5 cm lang werden können. Das Gestein wird hier, wie auch in den großen Brüchen um Sierck, als ein ausgezeichnetes

Beschotterungsmaterial ausgebeutet und weithin verfrachtet. Einige regelmäßige Bänke liefern einen äußerst widerstandsfähigen Pflasterstein, der aber wegen der feinen und homogenen Zusammensetzung bei der Abnutzung glatt wird.

Die Lagerung des Quarzites von Sierck.

Als Ganzes betrachtet, zeigt die Quarzitmasse von Sierck sattelförmige Lagerung mit sehr flach einfallendem Nordflügel, der zudem ganz beschränkt entblöbt ist und mit steiler einsinkendem Südflügel. Nach den Angaben von L. VAN WERVEKE (Erläuterungen, 1887 p. 12) liegen die Bänke in dem Bahneinschnitt unterhalb Sierck, sowie am Ausgang des Montenacher Tales horizontal, beginnen aber hier nach SE umzubiegen und fallen in den Steinbrüchen bei den Sulzermühlen in dem von N nach S ziehenden Montenacher Tal, mit 27° nach SE. Das Streichen ist hier N 30° E. Bei Neudorf, in dem von W nach E ziehenden Apacher Tal, ist das Einfallen ebenfalls südöstlich mit einem Einfallswinkel von 10° , bei Merschweiler ist es 35° nach SE. Nach THEOBALD (1932) beobachtet man in den Steinbrüchen von Apach ein Einsinken nach SE, das im nördlichen Teil der Brüche in ein schwaches NW-Einfallen umbiegt.

Die Lagerung ist aber nur eine scheinbar ruhige und jedenfalls komplizierter als man bisher annahm. Die Quarzitklippen von Sierck gehören der großen Überschiebungsmasse des Südrandes des Hunsrück an, welche im Tal der Saar bei Saarburg mächtige Quarzitmassen auf den jüngern Hunsrückschiefer hinauf bringt. (Vgl. M. LUCIUS 1937, Bd. I, p. 52.) Die Quarzite von Sierck machen in allen größeren Aufschlüssen den Eindruck einer stark beanspruchten und gequälten Masse, die in einem gewaltigen Horizontalschub von SE nach NW gepreßt wurde. Die einzelnen Gesteinslagen sind geknickt, gefältelt, ausgewalzt, von Gleitflächen durchsetzt und auseinander gezogen, wobei die unzähligen Risse durch Quarz verheilt wurden. Die ganze Masse ist durch innere Spannungen lokal so disloziert, daß das Gestein unter dem Hammerschlag leicht in eckige Stücke zerspringt. Auch die mancherorts in den Steinbrüchen zu beobachtende kugelförmige Absonderung weist auf starke tektonische Beanspruchung hin.

Wie weit die tektonische Schwelle von Sierck als untermeerische Schwelle sich zu Beginn der Triaszeit nach Südwesten erstreckte, ist unbekannt.

Zur Zeit der Ablagerung des Vogesensandsteines (sm) und der Zwischenschichten (so¹) ragte dieselbe jedenfalls über Wasser, denn Voltziensandstein ist nicht nur angelagert, sondern auch unmittelbar auf den Quarzit aufgelagert. Vogesensandstein (sm) und Zwischenschichten (so¹) wurden erst in einiger Entfernung von dem heutigen Anstehenden der Klippen aufgelagert. Genauere Kenntnisse über die Ausbildung von sm und so¹ haben wir nur im Nordwesten der Klippen, in den Bohrlöchern von Bad-Mondorf, wo sm und so¹ angetroffen wurden. In der Zeit des Oberen Buntsandsteines (so²) sowie im Unteren Muschelkalk waren die Klippen unter Wasserbedeckung, die so mächtig war, daß die Wirkung des bewegten Wassers höchst gering war, denn diese Schichten sind in normaler Fazies, nicht in Uferfazies, ausgebildet. An den die heutigen Klippen im Norden und im Süden umrahmenden nachjurassischen Brüchen sind die Randgebiete der Quarzitmasse, sowie die Fortsetzung der Quarzitmasse nach SW selbst in die Tiefe gesunken. Zur Zeit der Bildung von sm und so¹ ragten dieselben noch als ausgedehntere Massen empor, wie das reichliche Vorkommen von quarzitischem Geröll aus diesen Schichten in den beiden Bohrlöchern in Bad-Mondorf zeigt.

Basalkonglomerat, Kontaktfläche von Quarzit und Unterer Trias.

Über die Kontaktfläche zwischen Quarzit und Trias sowie über das Bestehen eines Basalkonglomerates war mangels größerer Aufschlüsse bisher nichts bekannt. Bei Erweiterung der Bahnhofsanlagen südlich Apach wurde die Kontaktfläche auf einer größeren Strecke frei gelegt. N. THEOBALD (1932) hat eine Beschreibung der bei dieser Gelegenheit geschaffenen Aufschlüsse gegeben, die wir wegen ihrer Wichtigkeit wörtlich folgen lassen:

«La discordance (au contact du grès bigarré avec le Dévonien) en ce point est peu accentuée, les quartzites étant faiblement inclinés, les grès le sont un peu plus et dans le même sens. Le passage entre ces deux formations

se fait d'une façon très brusque. La zone de passage entre le quartzite et le grès à *Voltzia* typique est réduite à cinq cm par endroits. C'est un conglomérat de base présentant des caractères intermédiaires.

Le quartzite est faiblement altéré et seulement sur une profondeur de 1 à 2 cm. L'altération gagne à partir des fissures. Elle se manifeste par une teneur plus riche en oxyde de fer. Le ciment siliceux est granuleux et se charge d'une notable quantité de dolomie. Le ciment devient de plus en plus abondant, les cristaux de quartz s'isolent, la structure devient celle d'un grès.

Dans le conglomérat de base se développent des plages argileuses formées d'une pâte hétérogène. Dans cette pâte se rencontrent de petits grains isolés de quartz, de l'oxyde de fer, de mica altéré et de dolomie.

Ces tâches de couleur blanchâtre disparaissent vers le haut, les oxydes de fer diminuent, le mica devient net, la structure devient franchement gréseuse. A 7 cm au dessus du quartzite se voient déjà des débris de plantes du grès à *Voltzia*. L'existence du conglomérat mis à part, le faciès du grès à *Voltzia* au voisinage du quartzite est identique à celui que l'on observe dans les carrières situées au large. Le contact du quartzite et du grès coquiller est mal ouvert.»

Diese schwache Ausbildung eines Basalkonglomerates, verglichen mit dessen mächtiger Entwicklung am Rande des Oeslings und mit der reichlichen Geröllführung des Buntsandsteines in den Bohrlöchern von Mondorf erklärt sich einerseits aus dem geringen Umfang der Klippen, hauptsächlich aber aus dem Umstand, daß zur Zeit der Ablagerung von so^2 und mu^1 der Quarzit kein Festland sondern eine Untiefe darstellte.

Versteinerungen sind bisher im Quarzit von Sierck nicht gefunden worden. Nur wegen der vollständigen petrographischen Übereinstimmung mit dem Quarzit in dem benachbarten Hunsrück wird er wie dieser in die Taunusstufe gestellt.

3. Vorkommen von so^2 im untern Sauerthal im Sattel von Born.

Im Moseltal ist so^2 nicht anstehend bis er bei Wasserliesch an einer Verwerfung von 100 m Sprunghöhe wieder zu Tage gebracht wird.

Im untern Sauerthal tritt so^2 in dem flachen Sattel von Born auf, ist aber hier mehrfach an Verwerfungen verschoben. Die Mächtigkeit beträgt 10—12 m. Das gut gebankte Gestein wird in einem kleinen Steinbruch bei der Borner Mühle als Haustein abgebaut. Früher war die Gewinnung als Hau- und Baustein eine ausgedehntere. Er wird gegenwärtig durch den Luxemburger Sandstein ganz zurückgedrängt.

Analyse des roten Voltziensandsteines von Born: Glühverlust: 1.90; SiO_2 : 84.20; Al_2O_3 : 7.10; Fe_2O_3 : 4.45; CaO : 1.33; MgO : 0.90. (M. LUCIUS, 1940, p. 36.)

Das Vorkommen erstreckt sich auf der Luxemburger Seite der Sauer von der Salzquelle von Born bis in das Dorf Hinkel, wo der Buntsandstein an einer Verwerfung gegen den Muschelsandstein (mu^1) abstößt, hebt sich aber 1 km flußaufwärts wieder auf eine kleine Strecke heraus. Ein anderes Vorkommen liegt Rahlingen gegenüber, innerhalb der großen SauerSchlinge und ein letztes 1 km nördlich Rosport. Dann taucht der Buntsandstein erst im Ourtal oberhalb Hoesdorf, am Südrande des Oeslings, wieder auf.

b) Der Voltziensandstein am Südrande des Oeslings.¹⁾

1) Ausbildung zwischen der Our und Ettelbrück.

Die für den Voltziensandstein bezeichnende *Voltzia heterophylla* ist am Rande des Oeslings bisher nur in Schichten gefunden worden, welche durch ihren weiteren Gehalt an Versteinerungen unzweifelhaft als Muschelsandstein (mu^1) zu bezeichnen sind. Den Raum unter diesen Schichten und über typisch ausgebildeten Zwischenschichten (so^1) nehmen braunrote, feinkörnige, geröllfreie Sandsteine mit tonigem Bindemittel ein, die mit gut ausgebildeten Grenzletten (so^{2a})abschließen und wegen ihrer stratigraphischen Stellung als

¹⁾ Vgl. auch: M. LUCIUS (1941), Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings, Bd. III, p. 1—275.

Voltziensandstein zu bezeichnen sind. Wo dieser feinkörnige Sandstein über die Zwischenschichten hinaus unmittelbar auf das Grundgebirge hinaufgreift, führt er ein Basalkonglomerat, wird grobkörniger und führt lagenweise Gerölle. Doch fehlen die Dolomiteinlagerungen und Dolomitknauer. Auch die grauviolette Färbung ist nicht zu beobachten.

Die Grenze zwischen Muschelsandstein (mu^1) und Voltziensandstein (so^2) ist am Südrande des Oeslings meist recht gut zu erkennen sowohl an der Ausbildung des Gesteines wie durch die in mu^1 einsetzende reichliche Fossilführung. Die Voltzienschichten bilden meist dicke Bänke eines braunroten, tonigen, glimmerführenden Sandsteines mit dazwischen gelagerten, dünnen tonigen Bänken. Gegen das Hangende treten bunte, vorherrschend, rote, geschieferte Tone, die Grenzletten, auf. Über diesen tonigen, geschieferten Lagen folgt eine 5—20 cm starke dolomitische Schicht, die gewöhnlich reichlich Abdrücke und Steinkerne, alles meistens in schlechter Erhaltung, von *Myophorien*, *Gervilleien*, seltener *Terebrateln* führt. Diese Schicht bildet die Basis des Muschelsandsteines. Man beobachtet dieselbe im Osten des Randgebietes 1 km nördlich Hösdorf im Ourtal, wo auch der Voltziensandstein wieder auftaucht, nachdem er von nördlich Rosport bis hierhin unter dem Talniveau blieb. Die fossilführende Basisschicht läßt sich nach Westen bis nach Pratz hin verfolgen, bildet also einen sehr beständigen Horizont. Die Begrenzung des Voltziensandsteines nach unten ist weniger scharf. Wo sich Bänkchen von grünlichem und rötlichem Dolomit einstellen mit dazwischen liegenden bunten, meist violetten und grünen sandigen Tönen ziehen wir die Grenze gegen die Zwischenschichten (so^1). Tiefer als die Dolomitbänkchen treten dann die vielfach lagenartig angeordneten Dolomitknauer auf. Die Merkmale des Voltziensandsteines sind meist auf eine 8—10 m mächtige Folge beschränkt, während die Zwischenschichten 50—60 mächtig sind.

Wir unterscheiden also in dem Buntsandstein am Rande des Oeslings eine obere Stufe mit feinkörnigem, geröllfreiem und dolomitarmen und eine untere Stufe von grobkörnigem oder konglomeratischem Sandstein mit Dolomit in Lagen und in Knauern. Die obere Stufe stellen wir dem Voltziensandstein, die untere den Zwischenschichten gleich. Ob dieselben genau dem ident sind, was wir im Gebiete der normalen Entwicklung als diese Stufe bezeichnen, ist nicht so ganz bewiesen, da die Entwicklung der Dolomite mehr eine Frage der Fazies als der Zeit sein dürfte.

Daß die Merkmale der Zwischenschichten in normaler Entwicklung: kleine Gerölle, vereinzelt und in Lagen, Dolomite in Lagen und Knollen, bunte, meist violette Toneinlagerungen, auch in Schichten auftreten, die typische Versteinerungen der Voltzienschichten führen, hat M. BLANKENHORN (1885) im Triasgebiet von Commern nachgewiesen. Hier führen Schichten, die neben braunrotem, tonigem Sandstein auch bunte Tone, feine Gerölle und Dolomite in Lagen und Knollen führen, auch reichlich *Voltzia heterophylla*, sowie andere für die oberste Stufe des Buntsandsteines typische Pflanzenreste. Die petrographischen Merkmale genügen also nicht um so^2 und so^1 sicher auseinander zu halten. Dasselbe beobachten wir für Voltziensandstein und Muschelsandstein im Gebiete von Sierck, wo nur durch das Auftreten der Versteinerungen eine sichere Grenze zwischen beiden zu legen ist, während die petrographischen Merkmale des Voltziensandsteines in dem Muschelsandstein fortsetzen. Gute Aufschlüsse im so^2 sind am Rande des Oeslings selten. Da das Gestein sich als Baumaterial wenig eignet, ist man auf gelegentliche Anschnitte bei Anlagen von Wegen oder an Anrisse in den Tälern und Schluchten angewiesen. Die Schluchten führen aber meistens viel Schutt und nur die härteren Bänke treten als Talstufen hervor.

So beobachtet man in einer Schlucht, die Gelingen gegenüber in die Our mündet, und von hier in SW-Richtung hinauf bis an den Weg zieht, der von Hösdorf nach dem Marxberg bei Longsdorf führt, folgendes Profil:

Unmittelbar unter dem Wege endet die Schlucht in einer Nische in welcher grüner, glimmerhaltiger Sandstein mit Steinkernen von *Myophorien* ansteht. (Muschelsandstein.)

Etwas tiefer sieht man rote Mergel (Grenzletten). Darunter folgt gut gebankter, feinkörniger, roter oder rötlicher Sandstein in zwei Lagen von je 2 m (Voltziensandstein).

Rund 10 m unter den Grenzletten beginnen braunrote, lockere grobe Sandsteine. (Zwischenschichten.)

Tiefer tritt eine Talstufe auf, die aus einem festen Konglomerat besteht, das in Sandstein mit Dolomitknauern übergeht.

Das gleiche Bild wiederholt sich in den Schluchten um Longsdorf, Fohren und Tandel oder an dem Wege von Bettel auf den Eichberg. Ein Detailprofil ist nirgends zu beobachten. Aber nirgends trifft man in dem Voltziensandstein auf Dolomitknauer oder auf reichlichere Gerölle. Ein Band von Voltziensandstein (so²) begleitet den Fuß der Gehänge beiderseits des Sauertales von Bettendorf talaufwärts bis Ettelbrück. Von Diekirch an talaufwärts hebt sich auch der obere Teil der Zwischenschichten (so¹) heraus. Ein kombiniertes Profil durch die ganze Obere Buntsandsteinstufe (so) ergibt eine Bohrung im Hofe der Brauerei in Diekirch, verbunden mit dem Anstieg an der Ostseite des Goldknapp am direkten Wege Diekirch-Erpeldingen.

Das Bohrloch blieb von 0,0 m bis 6,50 m im Alluvium des Sauertales und von 6,50—55 m in den Zwischenschichten. Bei 55 m Tiefe drang der Meißel in den devonischen Schiefer. Die Zwischenschichten führen etwas Gips.

In dem genannten Wege sieht man zu unterst roten und grünlichen Sandstein mit etwas Konglomerat.

Darüber stellen sich Dolomitknauer und Lagen von Dolomit ein, aus denen sich stellenweise ein dicht gepacktes Konglomerat entwickelt.

Zu oberst liegt feinkörniger, glimmeriger roter Sandstein ohne Geröll, der mit den roten, sandigen Tonen der Grenzletten abschließt.

Über den Grenzletten folgt der Muschelsandstein (mu¹). Er beginnt hier mit einem hellen, rötlich gefleckten Dolomit mit Muschelbreccie, den man im Handstück mit gleichem Gestein des obern Muschelkalkes verwechseln könnte. Die Mächtigkeit der Dolomitlage ist nicht über 20 cm. Dazu kommen grünliche Sandsteine, erfüllt mit schlechten Steinkernen von *Myophorien*, *Gervilleien*, seltener *Chemnitzien* und *Terebrateln*.

Die Gesamtmächtigkeit des obern Buntsandsteines ist im Sauertal bei Diekirch 90 m, davon können die obern geröllfreien 12—15 m als Voltzienschichten (so²) abgetrennt werden.

2) Der Voltziensandstein westlich Ettelbrück.

Westlich Ettelbrück lassen sich keine Zwischenschichten (so¹) mehr erkennen. Der Voltziensandstein (so²) ruht mit einem Basalgeröll unmittelbar dem Devon auf. Die Gerölle erreichen von hier ab eine Mächtigkeit und Ausmaße, die wir zwischen Our und Ettelbrück nicht kennen. Auch der Sandstein selbst schließt im untern Teile mehrfach Lagen von Geröll ein, wird aber nach oben hin feinkörniger. Westlich Feulen schiebt sich Brauneisen in Schalen und Platten ein, die sich oft lagenförmig anordnen. Auch die Gerölle sind dann vielfach durch ein eisenschüssiges Bindemittel zu einem festen Konglomerat verkittet. Diese Konglomerate sind so verbandsfest, daß man dieselben häufig in den Feldern und Lohhecken in Bruchstücken bis zu 15 kg Gewicht als Verwitterungsreste antrifft. Bei Folscheid und bei Pratz ist das Brauneisen in Schalenform oder in Brettform so angehäuft, daß es Veranlassung zu Schürfvorsuchen gegeben hat.¹⁾ Als allgemeines Profil kann für dieses Gebiet gegeben werden:

Über dem 10—15 m mächtigen Basalgerölle liegt grober, braunroter Sandstein, der ebenfalls reichlich Gerölle führt. Die Gerölle in dem Sandstein sind durch ein eisenschüssiges Zement lokal zu einem festen Konglomerat verkittet. Höher folgt braunroter oder roter, grober, lockerer, fast geröllfreier Sandstein, dem westlich Merzig bis zum Ausgehenden bei Platen mehrfach dünne Einlagen von fest verkittetem, stark eisenschüssigem Sandstein eingeschaltet sind. Rote Mergel schließen den Sandstein nach oben ab (Grenzletten). Da über diesen dolomitischen Sandstein mit vereinzelt Steinkernen von *Myophorien* folgt, der zum mu¹ zu stellen ist, so ist die obere Grenze gut bestimmt. Im Tale des Rodbach, nahe dessen Einmündung ins Attertäl, keilt der Buntsandstein aus. Auch hier zeigt sich in den vereinzelt Aufschlüssen ein im allgemeinen wenig verbandfester, braunroter, untergeordnet grünlicher Sandstein mit vereinzelt Geröll, über dem noch die Grenzletten sowie

¹⁾ Als Ursache der Entstehung dieser Eisenerzvorkommen im Buntsandstein ist anzunehmen, daß kohlenensäure- vor allem aber humus-säurereiche Wasser in dem durchlässigen Gestein zirkulierten, welche die reichlich vorhandenen, aber äußerst fein verteilten Eisenoxydteilchen in Lösung brachten und an anderer Stelle in konzentrierter Form wieder absetzten. Auch der rote oder blaurote Eisenbelag auf den Geröllern des Basalkonglomerates ist auf gleiche Weise entstanden.

Bei der Verwitterung können sich gelegentlich an geeigneten Stellen die Erzschalen und Erzplatten anhäufen und einen höheren Eisengehalt des Anstehenden vortäuschen, der aber stets unabbaubar ist, sobald das unverwitterte Gestein erreicht wird.

die untere, stark dolomitische Bank des μ^1 zu erkennen ist. Weiter westlich fehlt jedes Äquivalent des Voltziesandsteines. Bei Folscheid ist er ebenfalls verschwunden, kann aber noch gleich östlich dieser Ortschaft, beim Mergenhof, erkannt werden.

Die Geröllanhäufungen am nördlichen Außenrande des Buntsandsteines auf dem Devonplateau des Oeslings.

Der auf das Devonplateau übergreifende Buntsandstein (so^1 und so^2) geht an seinem Außenrand meistens allmählich und ohne räumliche Unterbrechung in Geröllanhäufungen über. Nur vereinzelte dieser Geröllanhäufungen bilden, infolge nachträglicher Erosion, abgetrennte Inseln auf devonischer Unterlage.

Der Ackerboden im Gebiete dieser Gerölle ist sandig, von rötlicher Färbung und unterscheidet sich leicht von dem grauen, zersetzten Tonschieferboden, dem mehr oder weniger zahlreiche, schlecht gerundete Stücke von Gangquarz beigemischt sind. Diese Geröllanhäufungen begreifen Basalgeröll, das sowohl von so^1 wie so^2 her stammen kann, denn das über so^1 hinausgreifende so^2 beginnt ebenfalls mit einem Grundkonglomerat. Dazu kommen Gerölle aus den Zwischenschichten (so^1) selbst. Die Basalgerölle beider Stufen lassen sich natürlich nicht trennen, sie entstammen dem gleichen Grundgebirge und sind unter Einwirkung der gleichen Kräfte entstanden. Hinweise für die stratigraphische Zugehörigkeit der Gerölle können nur in diesem Sinne bestehen, daß sie beweisen, daß es sich um Basalgerölle, nicht um ältere Flußterrassen oder sogenannte diluviale Schottermassen handelt und daß die Gerölle auch Material aus den Zwischenschichten führen.

a) Zwischen der Our und der Blees.

So fanden sich beispielsweise in 2 m tiefen Schurflöchern längs der Staatsstraße Führen-Vianden grobe Gerölle von Quarz und Quarzit neben vereinzelten Stücken von Dolomit und Dolomitknollen. Auch auf der Hochfläche zwischen genannter Straße und der Our, auf dem «Schmitberg» und im Betteler Walde trifft man Quarzgerölle nebst vereinzelten Dolomitknauern. Hier haben wir ein Basalgeröll, dem ein Restschotter von Zwischenschichten (so^1) beigemischt ist.

Weiter nördlich liegen hier noch zwei Geröllinseln, die durch eine Einsenkung, in welcher Devonschiefer ansteht, getrennt sind. Es sind das Plateau «Hochkreuz» und nördlich davon der «Lehberg» bei Vianden.¹⁾

Auf dem «Hochkreuz» ist die Gerölldecke über 2 m mächtig. Im südlichen Teil findet man zwischen grobem Quarzgeröll noch vereinzelte Dolomitknauer; im nördlichen Teile fehlen letztere. Auf dem Lehberg liegt nur eine dünne Decke von grobem Quarz- und Quarzitgeröll. Die Zwischenschichten reichten also jedenfalls einst weiter nach Norden. Ob auf dem Lehberg nur Basalgeröll von so^1 oder von so^2 zurück bleibt, läßt sich vor der Hand nicht entscheiden. Hierauf ist später bei Besprechung der Form der ursprünglichen Umrandung der Luxemburger Triasbucht zurückzukommen.

Als weiteres Beispiel für die Ausbildung der Geröllanhäufungen seien die Vorkommen auf dem Plateau westlich Tandel erwähnt.

Aus dem Dorfe Tandel führt ein neuer Feldweg (1938) auf den südlichen Teil des Plateaus, der die Flurbezeichnung «Bloch» trägt.²⁾ Das Dorf steht auf Devon. Darüber folgt grobes Basalgeröll und mittelkörniger, braunroter Sandstein mit Dolomitknauern und Geröll (so^1), höher gut geschichteter, dickbankiger, glimmerführender, roter Sandstein mit grünen Flecken, der nur vereinzelte kleine Gerölle einschließt (so^2). Der Oberand des Aufstiegs wird durch dolomitische Sandsteine mit Steinkernen von *Myophorien* und *Gervillien* gebildet (μ^1). Die Unterlage dieser dolomitischen Sandsteine besteht aus bunten, geschiefertem, sandigen Tonen (so^2a). Es ist kein Zweifel, daß diese fossilführenden Sandsteine dem untern Teile des Muschelsandsteines (μ^1) angehören. Alle Stufen von den Zwischenschichten aufwärts sind also vertreten.

¹⁾ Siehe Karte «HANSEN» 1 : 50.000.

²⁾ Siehe Karte «HANSEN» 1 : 50.000. Alle Orts- und Flurbezeichnungen sind dieser Karte entnommen.

Das Plateau selbst ist mit einer geschlossenen Gerölldecke bekleidet, die dem fossilführenden, geröllfreien, dolomitischen Sandstein des μ^1 auflagert. Es sind plattige, runde Geschiebe und schlecht geglättete Scheiben von Quarzsandstein, oft von der Größe von zwei Handflächen, nebst Stücken von Gangquarz. Die Oberfläche ist oft schlecht geglättet, die Farbe stumpf. Sie liegen in einem lockern, braun bis gelb getönten Ackerboden. Es handelt sich hier um typische Flußgeschiebe einer alten Hochterrasse.

Nördlich von dem Flurteil « Bloch » liegt die flache Kuppe « Hansenknapfen », die ganz in eine Gerölldecke gehüllt ist. Hier trifft man bis hühnereigroße, gut gerollte, glänzende Gerölle von weißem und gelblichem Quarz, von rötlichem Quarzit und grauem Quarzsandstein. Dazu kommen häufig Dolomitknauer sowie Bruchstücke eines festen Konglomerates, das tiefer ansteht. Der Hansenknapfen, der bei einem oberflächlichen Blick als eine starke Linse von Flußschotter erscheint, ist eine aus dem Buntsandstein herausgearbeitete Kuppe, deren Erhaltung durch das widerstandsfähige Konglomerat und die Dolomitlagen bedingt sind.

Vom « Hansenknapfen » zieht sich das geröllbedeckte Plateau zwischen Tandlerbach im Osten und Roesbach im Westen noch $1\frac{1}{2}$ km weiter nach Norden hin. Es ist durch eine WSW-ENE streichende Verwerfung geteilt. Der nördliche Teil ist gehoben und mit grobem Basalgeröll bis über Doppelfaustgröße bedeckt. Weder Sandstein noch Dolomitknauer wurden hier angetroffen. Südlich der Verwerfung ist, infolge tieferer Lage, der grobe Sandstein erhalten geblieben; hier finden sich wenige und kleine Gerölle.

b) Geröllanhäufungen zwischen Herrenberg und Kippenhof.

Am Nordende des Herrenberg sowie nördlich der Staatsstraße Erpeldingen-Friedbusch liegt der Außenrand des Muschelsandsteines (μ^1). Lesesteine mit Steinkernen von *Myophorien* und *Gervillien* liegen in den Feldern. Nördlich davon zieht sich einformig roter, sandiger Ackerboden, ohne Geröll, hin. Der geröllfreie Voltziensandstein hebt sich heraus. Weiter nördlich, am Südrande des Waldes « Friedbusch », stellen sich kleine Gerölle und Dolomitknauer (Zwischenschichten) ein. In der Schlucht des Michelbaches im Friedbusch beobachtet man stellenweise an Anrissen die Auflagerung von knauerführendem, grobem Sandstein und tiefer von Geröll (Basalkonglomerat) der Zwischenschichten (so^1) auf den Schichtköpfen des Devon.

Auf dem Plateau des Friedbusch halten grober Sandstein mit beigemengten Dolomitknauer der Zwischenschichten (so^1) bis nördlich der Häuser « Friedbusch » an. Dann steht rechts und links der Staatsstraße Diekirch-Hosingen Devon auf einer Breite von rund 600 m an.

Beim Kippenhof treten nochmals drei Inseln von Geröllanhäufungen auf. Die größte derselben, zwischen Kippenhof und Clodelt, zeigt noch einen Rest von grobem, braunrotem Sandstein mit Dolomitknauern der Zwischenschichten (so^1). Die Insel östlich von Kippenhof besteht nur aus gut gerollten Quarzit-, Quarz- und Grauwackenstücken, wie mehrere über 2 m tiefe Schächte zeigen, welche das Devon aber nicht erreichten.

Die Gerölle auf dem Plateau zwischen Kippenhof und Herrenberg sind zweifelsohne zum Buntsandstein zu stellen, wie das Auftreten von grobem Sandstein mit Dolomitknollen in Relikten, sowie den Gerölln beigemengte Dolomitknauer beweisen. Die Gerölle gehören teils dem Basalgeröll, teils den Zwischenschichten (so^1) an. In letzterem Falle bilden sie einen Restschotter der abgetragenen Zwischenschichten.

Der Unterschied zwischen Flußgeschieben und Gerölln der Buntsandsteinformation tritt am Goldknapp bei Erpeldingen, sowie auf dem Höhenzug zwischen Ettelbrück und Bürden besonders deutlich auf.

Auf der West- und Südwestseite des « Goldknapp » liegen auf einer Terrasse über einer untern Steilstufe verschiedene Inseln von Flußschotter, teils auf feinkörnigem Buntsandstein, teils auf fossilführendem Muschelsandstein. Die Form und Farbe der Geschiebe sowie die Auflagerung auf geröllfreien Schichten lassen keinen Zweifel, daß es sich hier um Schottermassen einer Sauerterrasse handelt, die sich vom Basalkonglomerat und vom Restschotter der Zwischenschichten unverkennbar unterscheiden. Besonders drastisch tritt der Unterschied zwischen Flußgeschiebe und den Gerölln der Buntsandsteinformation auf in einer Kiesgrube an der Westseite des Goldknapp, beim Abstieg des direkten Weges Diekirch-Erpeldingen in dieses Dorf. Hier liegen die Geschiebe einer Flußterrasse auf den Gerölln des Buntsandsteines. Oben beo-

bachtet man flache Geschiebe ohne jegliche Schichtung und von stumpfer, blaßgelber Farbe, darunter folgen die ei- bis kugelrunden, rot und rötlich-violett glänzenden Gerölle, mit Eisenoxydhaut überzogen und durch eingelagerte Streifen von lockerem Sandstein grob geschichtet, so daß bei diesem unmittelbaren Übereinander von Flußterrasse und Buntsandsteingeröllagen die Gegensätze besonders klar hervortreten (1938). Heute ist die Grube wieder eingeebnet. (1945).

Auch auf dem schmalen Rücken zwischen Sauer und Wark, nördlich Ettelbrück, sind diese Gegensätze gut ausgeprägt. Das langgezogene Plateau ist im Süden größtenteils mit Flußschotter, im Norden mit Restschotter und Basalgeröll des Buntsandsteines bedeckt. Unter dem Flußschotter liegen bei Ettelbrück Zwischenschichten und Voltziensandstein, bei der Ortschaft Warken geröllfreier Muschelsandstein. An mehreren Stellen liegen Buntsandsteingeröll und Flußschotter nebeneinander. Die Auflagerung der Schotter auf geröllfreiem Muschelsandstein, die Form und Farbe der Geschiebe geben auch hier gute Anhaltspunkte für die Trennung beider Arten von Schotter.

c) Westlich Ettelbrück keilen die Zwischenschichten aus. Voltziensandstein, der mit einem Basalgeröll beginnt, lagert unmittelbar auf dem Devon. Dolomitknauer fehlen, aber dennoch ist es möglich Flußgeschiebe und zum Buntsandstein gehörende Gerölle auseinander zu halten.

Von Ettelbrück ab nehmen die Gerölle an Mächtigkeit und Größe merklich zu und vereinzelte Lagen bilden bis 0,30 m starke, sehr widerstandsfähige Konglomeratbänke mit grobem Sande als Zwischenmittel und durch Brauneisen fest verkittet. Brauneisen in Schalen und in Platten tritt lagenweise auch im Sandstein über dem Basalgeröll auf. Die Mächtigkeit der Geröllagen schwankt zwischen 8 und 12 m, kann aber bis 15, lokal sogar bis 20 m ansteigen. Kopfgroße Gerölle sind in den tieferen Lagen nicht selten. Manche Stücke sind plattig, aber stets gut gerundet und geglättet. Das Basalgeröll wird vielfach in Kiesgruben als ausgezeichnetes und widerstandsfähiges Beschotterungsmaterial abgebaut, so daß gute Aufschlüsse bis in das unterlagernde Devon nicht selten sind. Die kopfgroßen Stücke liegen nahe der devonischen Unterlage, nach oben nimmt die Größe rasch ab. Das Material besteht vorwiegend aus hellgrauem Quarzit und gelblichem Quarzsandstein, untergeordnet aus Gangquarz. Lagen von grobem, tonigem Sande oder von sandigem Ton sind eingeschaltet und deuten eine grobe Schichtung an. Die Gerölle sind durchgehends mit einem roten oder violettroten, glänzenden Eisenoxydfirnis überzogen. Der Übergang in den Voltziensandstein ist ein allmählicher, weil in dessen untern Teil sich immer wieder Geröllbänke einschieben. Nur im oberen Teile herrscht der rote Sandstein vor und wird durch rote sandige Grenzletten abgeschlossen, wie man bei der Erbreiterung des Weges von Pratz nach Folscheid gut beobachten konnte.

Bei der Ortschaft Buschrodt kann man noch einmal Basalgeröll und jüngere Schottermassen nebeneinander antreffen. Die Unterschiede sind auch hier, trotz dem Fehlen von Dolomitknauern und obgleich die Flußgeschiebe meistens aus umgearbeitetem Basalgerölle bestehen, recht augenfällig.

In den Kiesgruben südlich der Ortschaft ist das Devon stellenweise bloßgelegt. Darüber lagern rund 12 m Gerölle ohne daß ihr Hangendes erreicht sei. Zwischen den Geröllagen sind einige feste Konglomeratbänke mit stark eisenhaltigem Bindemittel eingeschaltet. Die Gerölle sind mit einer roten oder violetttrötlichen, glänzenden Eisenhaut überzogen und liegen in rotem tonigem Sande, der aber auch ganz zurücktreten kann. Eine Art grobe Schichtung ist angedeutet. Einzelne Linsen von braunem Sandsteine sind eingeschaltet.

Diesen Kiesgruben gegenüber, aber auf der entgegengesetzten Seite der Staatsstraße Grosbous-Bettborn, im Flur « Prenert » (Karte Hansen) sind in einer andern Kiesgrube 4 m Geröll aufgeschlossen. Die Stücke sind vielfach plattige Geschiebe, keine gut gerundeten Gerölle. Die Farbe ist blaßgelb und stumpf, die rote glänzende Eisenhaut fehlt. Unter den Geröllagen befinden sich kantengerundete Stücke des stark eisenschüssigen Konglomerates, das aber keine zusammenhängende Lage bildet, sondern in vereinzelten Brocken wirt verteilt zwischen den Geröllagen liegt. Auch gerollte Dolomitstücke aus dem höher anstehenden Muschelkalk kommen vor. Das alles steht im Gegensatz zu der Lagerung, Anordnung und Form der Basalgerölle und deutet auf umgelagertes Geschiebe eines Flusses hin, der sein Material dem umgebenden Gestein der Trias, besonders dem Buntsandstein

entnommen hat. Die Gesamtmächtigkeit übersteigt nicht 6 bis 8 m und das Material lagert auf Buntsandstein, der etwas tiefer in der Schlucht « Schankengraecht » ansteht.

d) Der Voltziensandstein (so²) keilt östlich Folscheid (bei den Häusern in der Gaass) aus. Zwischen Hostert und Folscheid, nördlich des Verbindungsweges zwischen diesen Ortschaften greift der Pseudomorphosenkeuper, (Km¹, Salzkeuper) unmittelbar auf das Devon herauf. Die Geröllanhäufungen, die auf dem Plateau nördlich dieses Weges zwischen den genannten Ortschaften in größeren Kiesgruben erschlossen sind, bilden das Grundkonglomerat des untern Teiles des genannten Keupers (Km¹), Muschelsandstein (mu¹) reicht nur bis südlich Folscheid, wo er mit seinem Basalkonglomerat auf Devon lagert, wie am Wege Folscheid-Pratz, gleich unterhalb Folscheid beobachtet werden kann. Dann biegt der Nordrand des mu¹ nach SW ins obere Attertäl, wo der Muschelsandstein etwa westlich Niedercolpach auskeilt. Mittlerer und Oberer Muschelkalk keilen bereits am Ostabhang des Rodbachtals aus. Von Folscheid ab bis zur belgischen Grenze greifen immer höhere Horizonte des Pseudomorphosenkeupers (Km¹) auf das Devon hinauf. In Belgisch-Luxemburg transgredieren dann der Steinmergelkeuper, das Rhät und zuletzt sogar unterer Lias über das Devon. Das alles deutet auf ein Übergreifen immer jüngerer Schichten der Trias in der Richtung nach Westen auf das Devon hinauf. Das Festland lag in der Triaszeit im Westen und die Küste verlief in ihrer Gesamtrichtung von Norden nach Süden. Der heutige Nordrand der Luxemburger Trias ist ein reiner Erosionsrand. Wenn die Uferlinie auch im allgemeinen N—S verlief, so bestanden doch zweifelsohne größere oder kleinere Aus- und Einbuchtungen, die in der Lagerung und dem Gesteinscharakter des Devons begründet waren. So buchtet beispielsweise der Steinmergel bei der Eisenbahnstation Hostert so weit nach Norden aus, daß er unmittelbar auf das Devon heraufgreift, während weiter westlich wieder oberer Pseudomorphosenkeuper (km¹) auf Devon ruht. Aber welche Schichten der Trias auch diskordant auf Devon liegen, das Basalkonglomerat besteht immer in etwa gleicher Mächtigkeit und gleicher Gesteinszusammensetzung. Nur die Infiltrationen von Brauneisen sind westlich Folscheid weniger gut ausgeprägt. Dort wo Steinmergel auf Devon lagert, können die Gerölle sogar durch ein kalkiges Bindemittel lagenweise zu Konglomerat verfestigt sein.

Von dem Basalgeröll streng zu trennen sind die mächtigen Geröllanhäufungen, die ursprünglich dem Pseudomorphosenkeuper (km¹) eingelagert sind und die am äußersten Rande ihres Vorkommens zwischen Folscheid und Kleinelcherodt infolge Verwitterungsvorgängen als Restschotter dem Basalgerölle unmittelbar auflagern können oder, bei lokaler Umlagerung, sich mit ihm mischen, ebenso wie dies zwischen der Our und Ettelbrück mit dem Restschotter der Zwischenschichten (so¹) der Fall ist.

Die Wasserführung des Buntsandsteines.

Der Buntsandstein zeigt die Eigentümlichkeit, daß er an seinem Ausgehenden, wo er nicht durch jüngere Schichten überdeckt ist, ein weiches Wasser liefert, während im Innern der Formation, besonders wenn diese durch eine mächtige Decke jüngern Gesteines vor Auslaugung geschützt war, das Vorkommen von Mineralquellen fast die Regel ist, welche an festen Bestandteilen vorherrschend Chlornatrium und Gips in Lösung führen. (Vgl. Tabelle N^o IV im Anhang sowie Tabelle N^o V, p. 43.)

1) Am Rande des Oeslings hat der Buntsandstein wegen seiner topographisch tiefen Lage und dem beschränkten Einzugsgebiet als Quellenhorizont nur lokale Bedeutung. Hauptwasserstauer ist das liegende devonische Schiefergebirge, das an der Kontaktfläche mit dem Sandstein infolge Zersetzung stets etwas verlehmt ist. Dazu treten in den Zwischenschichten mehrere tonige Zwischenlagen auf, so daß mehrere Teilwasserhorizonte übereinander liegen, wie dies beispielsweise in der Umgegend des Herrenberg bei Dickkirch der Fall ist. Dadurch können in verschiedenen Höhenlagen kleine Quellen austreten.

Zwischen der Our und Ettelbrück liegt der Hauptwasserhorizont der Buntsandsteinformation in den Zwischenschichten. Die Bedeckung durch jüngere Schichten ist hier meistens nicht unbedeutend und reicht bis in das Hangende der Muschelkalkformation. Westlich Ettelbrück ist die Buntsandsteinformation im Ausgehenden d. i. nördlich der Wark, nur durch das Basalgeröll und den auflagernden, wenig mächtigen Voltzien-

sandstein vertreten. Wegen der geringen Mächtigkeit und der starken Durchlässigkeit des Gesteines sind die Quellen meistens klein und starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen.

Wie eingangs erwähnt, sind in betreff der chemischen Beschaffenheit des Wassers zwei scharf getrennte Gebiete auseinander zu halten.

a) Das Wasser im Ausgehenden des Buntsandsteines zwischen der Our und Erpeldingen hat eine Härte von 20—30 französischen Härtegraden. Mehrere in Diekirch ausgeführte Bohrungen in den Zwischenschichten, die bis auf das Devon hinuntergehen, liefern Wasser von 40—55 französischen Grad Härte in einer Menge von 250—500 Minutenliter. Den Zwischenschichten sind Dolomite in Linsen, Lagen und Knauern eingelagert. In einem dieser Bohrlöcher wurden schwächere Gipseinlagerungen angetroffen.

Die Quellen im Buntsandstein nördlich der Wark, zwischen Erpeldingen und Folscheid liefern ein auffallend weiches Wasser von 0,3 bis 3 französischen Härtegraden. Hier fehlen die Dolomite und der Kalkgehalt der durchsickerten Gesteine ist äußerst klein.

2) Im Innern des Ablagerungsraumes kennen wir die Beschaffenheit des Wassers des Buntsandsteines durch eine Reihe von frei austretenden Quellen und durch Bohrungen.

Ein in den Jahren 1936—1937 in Echternach bei der Kreuzkapelle ausgeführte Bohrung erreichte bei 200 m Tiefe den obern Buntsandstein. Bis zu dieser Tiefe war das Wasser süß. Bei 221 m Tiefe schmeckte das Wasser, trotzdem keine Absperrung der obern Wasserhorizonte ausgeführt worden war, entschieden salzig. Die Bohrung wurde im Buntsandstein eingestellt. Sie war nach Angaben eines Rutengängers angesetzt worden, welcher bei 160 m Tiefe das Auftreten eines Sauerlings von der Art der Rahlinger Mineralquelle angegeben hatte. Eine Analyse des Wassers ist mir nicht bekannt, doch dürfte es keinem Zweifel unterliegen, daß ein Mineralwasser von der Art der Mondorfer Salzquelle vorliegt.

Die Quelle von Rahlingen ist ein typischer Sauerling von der Art der Sauerbrunnen der vulkanischen Eifel. Das Wasser enthält in 1000 gr 1.4959 gr feste Bestandteile, wovon fast die Hälfte kohlenaurer Kalk, der Rest ist Natriumkarbonat, Natriumsulfat und Gips. Natriumchlorid fehlt. Der Gasgehalt beträgt 978 cc Kohlensäure pro Liter (Mondorf 59,3 cc). Die Temperatur ist 13,7° C. Die Quelle tritt über dem linken Sauerufer im Buntsandstein in der Nähe mehrerer Verwerfungen auf. Mehrere gegen 1930 am rechten Ufer der Sauer, der Rahlinger Quelle gegenüber, niedergebrachte Flachbohrungen trafen ebenfalls Kohlensäure mit geringem Wasseraustritt an. Nördlich Rosport, an einer Verwerfung, die Muschelsandstein (μ^1) in Kontakt mit Voltzien-sandstein (so^2) bringt, tritt im Bette der Sauer an mehreren Stellen ziemlich reichlich Kohlensäuregas aus. Es handelt sich hier um eine postvulkanische Erscheinung an der äußersten Peripherie des Magmaherdes der Eifeler Vulkane, die keineswegs an den Buntsandstein als salzhaltiges Gestein, sondern an die Tektonik gebunden ist. Die Gasaustritte liegen auf einem flachen, aber durch Verwerfungen mehrfach gelockerten Nebensattel im Nordflügel des Hauptsattels von Born.

Als typisches Beispiel einer frei austretenden mineralisierten Quelle des Buntsandsteines kann die Salzquelle von Born angesehen werden. Die Quelle wurde laut Dokumenten schon im 15. Jahrhundert zur Salzgewinnung ausgebeutet. Ein Plan von 1507 zeigt ein Gradierwerk mit 5 Gradierbecken und mit den entsprechenden Öfen. Der Salzgehalt muß also ein beträchtlicher gewesen sein, weil, nachdem das Salzwasser die 5 Becken passiert hatte, die Sättigung bereits so hoch war, daß man zum Kochen übergehen konnte. Im Jahre 1749 hörte die Salzgewinnung plötzlich auf. Man nimmt an, daß eine Süßwasserquelle eingebrochen war, die sich mit dem Salzwasser mischte. Denn als 1817 der Graf de Villers, der Eigentümer der Quelle, oberhalb dem alten Siedehaus und dem Austritt der Salzquelle einen 14 Fuß tiefen und 7 Fuß weiten Schacht abteufen ließ, fand man die Salzquelle und daneben trat eine Süßwasserquelle aus, die sich mit ersterer mischte. Aber es zeigte sich, daß die Süßwasserquelle früher 40 m höher durch eine Rinne abgeleitet wurde. Diese Rinne war verfallen und die süße Quelle ergoß sich in die Salzquelle.¹⁾ Ob heute die gleichen Verhältnisse vorliegen, läßt sich mangels Aufschlüsse nicht genauer feststellen.

¹⁾ ENGELSPACH/LARIVIÈRE, A. — Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg. — Bruxelles 1828.

Die Quelle tritt jetzt rund 700 m flußabwärts vom Bahnhof Born, am östlichen Straßenrand, etwa 1,50 m über dem Niveau der Sauer aus dem Voltziensandstein hervor. Sie setzt ziemlich Eisenocker ab, hat eine Temperatur von 14° C, eine Schüttung von 43 cbm pro 24 Stunden und enthält in 1000 gr Wasser 12.3058 gr feste Stoffe in Lösung, darunter 6.6060 gr Chlornatrium. Sie liegt auf dem südlichen Flügel des Sattels von Born, 3 km von dessen Achse und 1,5 km nördlich einer Verwerfung, welche NNE streicht und den Sattel durchsetzt. Ein Zusammenhang mit dieser Verwerfung ist nicht ersichtlich. Zwei andere Salzquellen treten in geringer Entfernung von dieser Hauptquelle am Rande des Bettes der Sauer auf und sind gewöhnlich durch den Fluß verdeckt. Ein weiterer unbedeutender Austritt von salzhaltigem Wasser liegt rund 150 m nördlich vom Dorfe Born in den Wiesen zwischen der Eisenbahn und der Sauer.

Weitere Salzquellen gleicher Herkunft liegen im Moseltal. Von keiner derselben liegt weder eine Analyse noch eine Messung der Wassermengen, die bei allen sehr bescheiden sind, vor.

Gleich oberhalb der Deisermühle tritt eine Salzquelle am linken Rande des Flußbettes der Mosel auf. Ihr Ausfluß ist nur bei niedrigem Wasserstande sichtbar. Sie gibt schätzungsweise 15 cbm pro Tag. Der Geschmack ist entschieden salzig. Sie liegt zwischen zwei Verwerfungen in einer schmalen, horstartigen Heraushebung, durch welche der Voltziensandstein fast bis in das Niveau des Moselbettes gebracht wird, so daß die Herkunft aus dem Buntsandstein wohl außer Zweifel steht.

Eine andere Salzquelle liegt etwa halbwegs zwischen Machtum und Ahn, ebenfalls am Rande des Moselbettes, das hier durch eine Dolomitplatte des untern Teiles des Muschelsandsteines (μ^1) gebildet wird. Die Quelle tritt aus Spalten dieser Dolomitplatte hervor, wie ich bei tiefem Wasserstand der Mosel beobachten konnte. Wassermenge und Salzgehalt sind etwa die gleichen wie bei der Quelle bei Deisermühle.

Der Quelle von Ahn gegenüber treten am rechten Rande des Moselbettes, nach Angaben auf dem Blatt Wincheringen der preußischen geologischen Spezialkarte, drei Salzquellen in der gleichen geologischen Position auf.

Alle diese Quellen entstammen dem Buntsandstein, der in geringer Tiefe ansteht. Das Moseltal wird hier auf einer größern Erstreckung, zwischen Machtum und Wormeldingen, von zwei parallel mit dem Talverlauf streichenden Verwerfungen eingerahmt. Die östliche zieht rund 300 m, die westliche rund 800 m von den Quellenaustritten durch. Das durch die Verwerfungen begrenzte Rindenstück bildet ebenfalls einen Horst zwischen zwei schmalen Gräben, je einer östlich und westlich des Horstes.

N. WIES (1877 p. 90) erwähnt Quellen im Moseltal zwischen Stadtbredimus und Remich, welche jetzt durch die Straße verschüttet sind, so daß deren genauere Lage unbekannt ist.

Weiter moselaufwärts treffen wir auf mehrere Salzquellen im Gebiete des Sattels von Sierck, dessen Kern aus Taunusquarzit gebildet wird und der im NW wie im SE von streichenden Verwerfungen begrenzt wird, an denen die Triasschichten abgesunken sind.

Eine Salzquelle tritt flußaufwärts von Schengen am Ostfuße des Stromberges in Voltziensandstein (so^2) aus. Unter dem Sandstein zieht eine Quarzschwelle durch, welche hier die Mosel durchsetzt und deren Bänke flaches Einfallen nach NW zeigen. (Vgl. p. 24). Die Wassermenge dieser Quelle beträgt kaum 10 cbm pro 24 Stunden und der Salzgehalt ist, nach dem Geschmack des Wassers zu urteilen, ein bescheidener. Doch dürfte das Wasser zweifelsohne mit Süßwasser aus dem überlagernden Muschelsandstein (μ^1) vermischt sein, aus dem in den benachbarten Weinbergen kleine Austritte von Süßwasser über den Grenzletten austreten.

Ihr gegenüber ist auf dem Blatte Perl der preußischen geologischen Spezialkarte eine andere Quelle in der gleichen geologischen Position als Sauerquelle angegeben. Nach L. VAN WERVEKE (Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des westlichen Deutschlothringens 1887, p. 81) handelt es sich um eine Quelle von der gleichen Beschaffenheit wie diejenige von Nieder-Kontz, nur mit schwächerem Salzgehalt, also um eine Salzquelle. Beziehungen zu Verwerfungen scheinen für diese beiden Quellen nicht zu bestehen.

Ein ähnliches Mineralwasser wie dasjenige von Schengen und Apach wurde bei 45 m Tiefe durch einen Brunnen am Bahnhof Königsmachern erschlossen (L. VAN WERVEKE a. a. O. p. 81).

Die bedeutendste natürlich austretende Quelle der Siercker Gegend ist diejenige von Nieder-Kontz, welche auf dem Südflügel des Siercker Sattels unmittelbar auf einer Verwerfungsspalte austritt, die Voltzien-

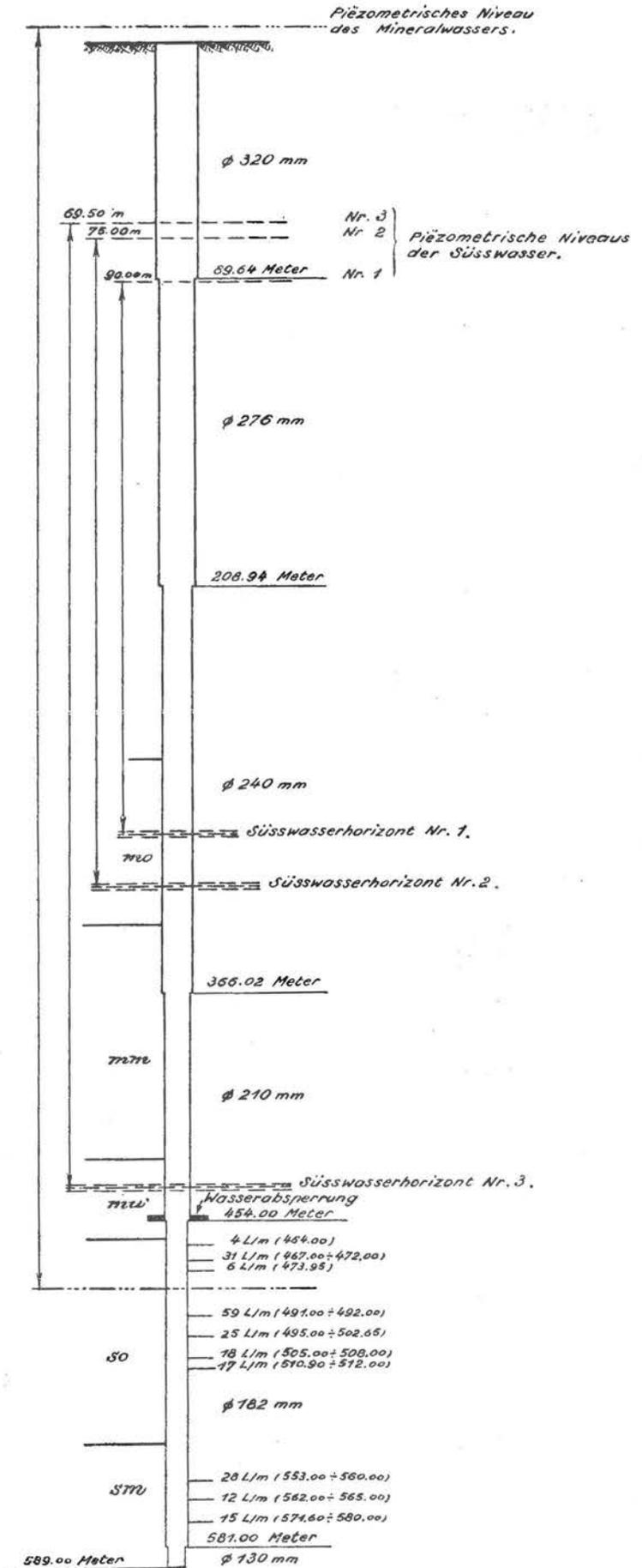
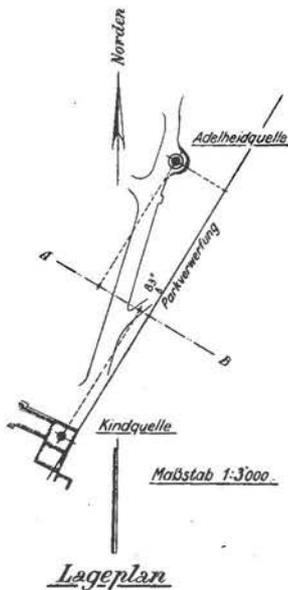
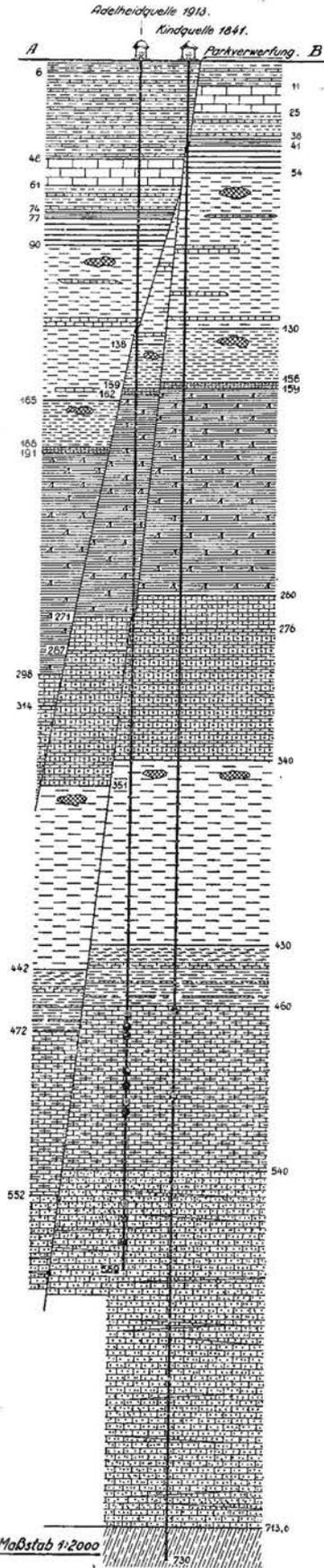


Fig. 5. — Wasserhorizonte der Adelheidquelle.



Zeichenerklärung.

- li⁴* Fossilarme Tone
- li³* Arietenkalk
- li²* Luxemburger Sandstein
- li¹* Psilonoten-Schichten
- ko²* Rote Tone des Rhät
- ko¹* Rhätischer Sandstein
- km⁰* Steinmergelkeuper
- km⁶* Rote Gipsmergel
- km²⁵* Schiffsandstein
- km¹* Pseudomorphosenkeuper
- ku* Unterer Keuper
- mo* Oberer Muschelkalk
- mm* Anhydritgruppe
- mu* Muschelsandstein
- so* Oberer Buntsandstein
- sm* Vogesensandstein
- tu* Devon
- Gips

Fig 6. — Geologisches Profil durch die beiden Bohrungen von Bad-Mondorf.
(Vgl. die durch die Neubohrung der Kindquelle, 1946—1947, sich ergebenden Ergänzungen zu diesem Profil am Schlusse dieses Buches.)

Der Querschnitt steht senkrecht zur Richtung der Parkverwerfung u. verläuft nach der Linie A-B.

• Austritte von Mineralwasser.

sandstein und Trochitenkalk in Kontakt bringt. Das Wasser hat nach neuern Analysen einen Mineralgehalt von 13.263 gr im Liter, wovon rund die Hälfte Natriumchlorid, und eine Temperatur, die zwischen 11.5 und 15° C angegeben wird. (L. VAN WERVEKE, 1887 a. a. O. p. 80.) Hier könnte der Ursprung der Quelle in dem mittleren Muschelkalk, der am Stromberg reiche Gipslager einschließt, angenommen werden und diese Ansicht ist von ältern Autoren vertreten worden. Aber für eine Reihe von Salzquellen vom Typus derjenigen von Nieder-Kontz kann nur der Buntsandstein als Nährgebiet in Frage kommen. Besonders die an den durch Tiefbohrungen erschlossenen Salzquellen von Bad-Mondorf gemachten Beobachtungen haben bewiesen, daß auch für die Quellen von Nieder-Kontz der Buntsandstein als Ursprungsgebiet anzunehmen ist.

Die Mineralquellen von Bad-Mondorf.

Erbohrt wurde der Salzwasserhorizont des Buntsandsteines zum ersten Mal in Bad-Mondorf, wo in den Jahren 1841—1846 ein Bohrloch von 730 m Tiefe zum Aufsuchen von Steinsalz aus dem Hangenden des untern Lias bis in das Devon abgeteuft wurde. Es war über ein Vierteljahrhundert das tiefste der Welt. (Vgl. Tafel Nr. II, Fig. Nr. 5 und 6).

Im obern Buntsandstein wurde bei 460 m Tiefe eine schwächere, bei 502 m eine stärkere Salzquelle angefahren, die selbstständig ausfließen und eine Schüttung von 606 Minutenliter oder 872 cbm in 24 Stunden hatten, die indeß heute, besonders nach Erbohren einer zweiten Quelle, i. J. 1913 etwa bis auf ein Viertel der ursprünglichen Menge heruntergegangen ist. Die Temperatur des Wassers betrug nach einer Messung von 1847 am Auslauf 24.75° C, bei 502 m Tiefe im Jahre 1848 ebenfalls 24.75° C und im Jahre 1856 25.65° C bei 502 m Tiefe. Im Jahre 1913 wurde die Temperatur am Auslauf mit 24.45° C bestimmt. Die geothermische Tiefenstufe beträgt also für die Messung von 1855 rund 30 m bei der Annahme einer konstanten Temperatur von 10 Grad in der neutralen Zone.

Die Analysen verschiedener Zeiten zeigen einen auffallenden Unterschied im Trockenrückstand und im Chlorgehalt des Mineralwassers:

Analytiker	Jahre	Gesamtgehalt an Salzen	Chlor
REUTER	vor 1848	13.5090	— gr im Liter
VAN KERCKHOFF	1848	14.5357	— gr im Liter
VAN WERVEKE	1878	14.3448	7.7109 gr im Liter
D'HUART	1907—1908	15.4334	9.4148 gr in 1 kg
FRIEDMANN	1917	15.498	8.9838 gr in 1 kg

Das Bohrloch ist bis zur Tiefe von 430 m mit hölzernen Rohren ausgekleidet. Eine weitere Wasserabsperrung des über dem Mineralwasser vorhandenen Süßwassers besteht nicht. Im Laufe der Zeiten müssen diese Rohre sich verschoben haben, denn der Versuch im Jahre 1913 ein Thermometer in das Bohrloch hinunterzulassen, mißlang. Bei einer Tiefe von 100 m blieb dasselbe im Bohrloch stecken. Die zusammengebrochenen und verschobenen Rohre hemmen natürlich die Steigkraft des Wassers und so erklärt es sich, daß bis gegen 1910 die Quelle etwa die Hälfte ihrer Wassermenge verloren hatte.¹⁾ Um die Menge des Mineralwassers für den Badegebrauch zu steigern, wurde 1913 eine zweite Bohrung angesetzt.

1) Im Jahre 1939 war die Schüttung auf ein Viertel der ursprünglichen gesunken. Eine 1946 und 1947 ausgeführte Neuerbohrung der alten Quelle bis zu 712.50 m Tiefe steigerte die Ergiebigkeit so, daß die heutige Wassermenge diejenige von 1848 übertrifft. Vgl. auch: La réfection du forage Kind à Mondorf-les-Bains in: Archives de l'Institut G.-D. de Luxembourg, année 1948. (Anmerkung während der Drucklegung).

Genauere Beobachtungen über den Austritt des Mineralwassers in dieser neuen Bohrung liegen vor. Ich gebe sie nach meinen damals gemachten Notizen. Sie beweisen, daß das Nährgebiet des mineralisierten Wassers im Buntsandstein liegt.

Am 30. Juli 1913 erreichte der Bohrer bei 457 m das Hangende des Voltziensandsteines. Schöpfversuche ergaben, daß nur süßes Wasser im Bohrloch war.

Am 31. Juli 1913 bei 464 m Tiefe zeigten Schöpfversuche, daß das Wasser Salzgeschmack hatte. Die Rohre standen bei 398 m. Das Bohrloch wurde bis zu 454 m verrohrt und bei dieser Tiefe eine Absperrung des über 454 m austretenden süßen Wassers vorgenommen. Diese Arbeit war am 19. August vollendet. Das Bohrlochstand bis zum Rande voll von stark mit Schlamm beladenem Betriebswasser. Der Druck dieser Masse mußte natürlich den Aufstieg des angetroffenen Salzwassers verhindern. Am 19. August wurde deshalb das Bohrloch mit der Schlammbüchse ausgeschöpft und am 20. August, im Vormittag, floß stark getrübt Wasser 1.05 m über der Bodenoberfläche aus dem Rohrkopf über. Die Menge betrug 1 Minutenliter. Der Chlorgehalt des ausfließenden Wassers wurde mit 1.52 gr im Liter festgestellt. Eine mit dem Solheber aus der Tiefe von 20 m entnommene Probe gab 1.3 gr, bei 70 m Tiefe 1.08 gr, bei 405 m Tiefe 7.08 gr, bei 440 m Tiefe 7.16 gr Chlor im Liter. Das zeigte, daß das Wasser noch stark mit Betriebswasser gemischt war. Es wurde weiter anhaltend mit der Schlammbüchse geschöpft und um 18 Uhr desselben Tages ergab eine Wasserprobe aus 20 m Tiefe 6.93 gr Chlorgehalt im Liter, bei 110 m 7.75 gr, bei 300 m 7.35 gr im Liter.

Am 20. August 1913 floß 4 Minutenliter Mineralwasser in der Höhe von 1.05 m über der Bodenoberfläche frei aus. Das Wasser war jetzt klar, enthielt Gasblasen und der Chlorgehalt war am Ausfluß 7.32 gr im Liter. Der Chlorgehalt der alten Quelle wurde am gleichen Tage und nach der gleichen Methode zu 7.72 gr pro Liter bestimmt.

Der Beweis war erbracht, daß die Absperrung unter dem süßen Wasser dicht war und daß das Mineralwasser nur aus der Buntsandsteinformation austritt.

Darauf wurde das Bohrloch weiter vertieft. Die Wassermenge nahm zu und zwar:

von 471.85—473.95 m	auf 35 M/l
» 479.50—479.80 m	» 40 »
» 491.90—492.90 m	» 100 »
» 502.65—503.00 m	» 125 »
» 508.00—508.65 m	» 143 »
» 510.50—512.40 m	» 160 »

Eine Wasserprobe aus der Tiefe von 508 m ergab einen Chlorgehalt von 7.38 gr und einen Trockenrückstand von 14.06 gr. im Liter. Die Temperatur des Wassers am Ausfluß war 22.5° C.

Bei weiterem Vertiefen stieg die Wassermenge

bei der Tiefe von 550—561 m	auf 188 M/l.
» » » » 562—565 m	» 200 »
» » » » 576—589 m	» 215 »

Hier wurde das Bohren am 16. September 1913 eingestellt. Die Ansatzstelle des Bohrloches liegt bei 198.10 m über dem Meeresspiegel. Das piezometrische Niveau d. i. die Höhe bis zu welcher die erbohrte Quelle anzusteigen vermag, ist 205 m über dem Meeresspiegel.¹⁾

Die Ansatzstelle der alten Quelle liegt bei 198.20 m, ihr piezometrisches Niveau bei 206.8 m.

Am 9. Oktober 1913 wurde für das Wasser am Auslauf 7.739 gr Chlor und 15.368 gr Trockenrückstand im Liter bestimmt.

Eine von E. FRIEDMANN ausgeführte Analyse ergab an gelösten Bestandteilen 15.098 gr in 1 kg Wasser, wovon 8.7134 gr Na Cl.

¹⁾ Die Höhenangaben beziehen sich auf den Nullpunkt von Le Havre. Auf N.N. bezogen ergibt minus 4.50 m.

Die von mir ausgeführten Temperaturmessungen ergaben, nachdem das Wasser 12 Stunden geruht hatte :
am 29. Juni 1913 bei einer Tiefe von 329 m 19.25° C.

am 6. Juli 1913 bei 365 m Tiefe 19° C

am 27. Juli 1913 bei 430 m Tiefe 17.5° C. Hier dürfte wohl Zutritt kühleren Wassers vorliegen.

Am 2. August 1913, bei 464 m Tiefe 23° C.

Am 20. August 1913, bei 464 m Tiefe, nachdem die Verrohrung bis zur Tiefe von 454 m gebracht und die Wasserabsperrung fertiggestellt war, 23.1° C.

Am 28. Oktober 1913 bei 570 m Tiefe, 24.5° C und am Auslauf 24.25° C. Das entspricht einer geothermischen Tiefenstufe von 34 m für die Tiefe von 464 m und von 40 m für die Tiefe von 570 m.

Die geologische Position der Salzquellen von Mondorf.

Mondorf liegt in einer flachen, tektonisch bedingten Mulde, die von zwei SW—NE streichenden Verwerfungen begrenzt wird. In der Mulde werden die dunkeln Tone des Lias β angetroffen, die von gelbem Verwitterungslehm eingedeckt sind. Über der am NW-Rand der Mulde hinziehenden Verwerfung erhebt sich der Steilrand des Luxemburger Sandsteines, den Südostrand bildet ein weniger steiler Anstieg im Gryphitenkalk, der besonders im Park deutlich in der Geländeform ausgedrückt ist. Am Fuße dieses Anstieges zieht die zweite Verwerfung entlang. Wir bezeichnen sie als die Parkverwerfung, die gegenüberliegende als Mondorfer Sprung. Das allgemeine Einfallen der Schichten ist nach SW.

Die Park-Verwerfung fällt unter einem Winkel von 83° nach Nordwesten. Die Einfallrichtung des Mondorfer Sprunges ist steil nach Südost. Der genaue Betrag des Winkels ist nicht bekannt.

Der Ansatzpunkt beider Bohrungen steht im abgesunkenen Gebirgsstück. Sie stehen in einem Abstand von 125 m voneinander. Die Bohrung von 1846 ist 5 m, die Bohrung von 1913 28 m von der Verwerfung entfernt. Die Bohrung von 1846 durchsetzt die Verwerfung in 40 m Tiefe und dringt dann in das die Wand des Grabens bildende Gebirgsstück. Die Bohrung von 1913 ist 28 m von der Verwerfung angesetzt. Aus der Mächtigkeit des Steinmergelkeupers in diesem Bohrloch ergibt sich, daß die Parkverwerfung sich splittert. Die Bohrung durchsinkt eine mit rund 72° nach NW einfallende Nebenverwerfung in der Tiefe von 130 m und die Hauptverwerfung bei 270 m. Die ganze Sprunghöhe beträgt 37 m.

Die ursprüngliche Beschaffenheit des im Buntsandstein zirkulierenden Wassers.

Es ergibt sich aus den im Innern des Ablagerungsraumes des Buntsandsteines auftretenden Quellen, daß dieser ein mineralisiertes Wasser liefert und daß er in dem Luxemburg-lothringer Ablagerungsraum eine ursprünglich gips- und salzhaltige Formation bildet. Die Sedimentierung ging in einem ausgedehnten, flachen, teilweise trocken gelegten Wasserbecken vor sich, in welchem es zur Abscheidung von Gips und Steinsalz kommen konnte. Die ursprüngliche Gipsbildung läßt sich beispielsweise im Buntsandstein des Bohrloches von Longwy wie auch in einem Bohrloch in Diekirch nachweisen. Wo der Buntsandstein durch fortschreitendes Einsinken des Ablagerungsraumes in eine tiefere Lage mit genügender Bedeckung geriet, blieb Gips- und Salzgehalt ganz oder teilweise erhalten. Wenn nun Wasser auf Spalten oder vom Ausgehenden her bis in diese geschützten Teile des Buntsandstein gelangen kann, belädt es sich durch Auslaugung mit Mineralbestandteilen und kann unter dem hydrostatischen Druck als Mineralwasser wieder zu Tage treten. Wo aber am ausgehenden Rande des Gesteines oder infolge ungenügender Bedeckung Gips und Salz ausgewaschen sind, erhalten wir aus dem Buntsandstein ein weiches Wasser.

Man könnte einwenden, daß der mittlere Muschelkalk und der Salzkeuper ursprünglich in noch höherem Maße gips- und salzführend sind. Hier fehlt aber, wegen der dichten mergeligen Gesteinsbeschaffenheit, die Durchlässigkeit um die eine Auslaugung fördernde Zirkulation des Wassers zu ermöglichen und einen ergiebigen Wasserhorizont zu bilden, welcher den Austritt starker Quellen möglich macht. Wo diese Bedingungen erfüllt sind, liefert besonders der Keuper ein sehr gipshaltiges Mineralwasser wie beispielsweise der « Rote Born » bei Rodenborn oder die Mineralquellen unter der Haardt bei Echternach beweisen.

Geologisch günstige Bedingungen zum Aufschließen von Mineral- und Thermalquellen im Buntsandstein.

Vom praktischen Standpunkte aus kann sich die Frage der Aufschließung von Quellen aus dem Wasserhorizont des Buntsandsteines durch z. T. bedeutende Tiefbohrungen stellen. Handelt es sich um Trink- oder Betriebswasser z. B. zum Speisen von Kesselanlagen, dann ist hier Vorsicht am Platze. Es besteht aber in dem Buntsandstein große Wahrscheinlichkeit, unter der Voraussetzung günstiger Lagerungsverhältnisse, durch eine Bohrung reichliches warmes Mineralwasser zur Versorgung von Heilbädern oder öffentlichen Badeanstalten zu erhalten.

Betrachten wir deshalb die Lagerungsverhältnisse von Quellen und erfolgreichen Bohrungen, die Wasser aus der Buntsandsteinformation liefern. Um den Kreis unserer Erfahrungen zu erweitern, müssen wir hier auf das benachbarte Lothringen übergreifen.

Im nördlichen Lothringen taucht der Saarbrückner Kohlensattel westlich der Saar unter Triasschichten ein. Schichten des Buntsandsteines, des Muschelkalkes, des Keupers und des Lias greifen in einer charakteristischen Ausbuchtung weit nach SW vor. Dieses auffallende Vorspringen nach SW zeigt das Vorhandensein eines breiten Sattels an. Dort wo der Scheitel des Kohlensattels an der Oberfläche nicht mehr nachweisbar ist, tritt deutlich der Scheitel eines Triassattels auf, welcher die generelle Bezeichnung «Lothringer Hauptsattel» führt und der stellenweise sich in mehrere Sättel auflösen kann. Derselbe läßt sich nach SW bis über die Mosel hin verfolgen, wo er als Sattel von Novéant das Minettebecken von Briey von dem südlicher gelegenen Eisenerzbecken von Nancy trennt.¹⁾ E. JACQUOT hatte es bereits 1854 ausgesprochen, daß die Sättel und Mulden einer jüngern Faltung die Sättel und Mulden der vorhergehenden Faltung wiederspiegeln und daß man demgemäß den Kohlensattel von Saarbrücken am zweckmäßigsten auf dem Scheitel des Triassattels suche, weil ersterer hier der Oberfläche am nächsten komme. Auf Grund dieser Theorie, die sich in der Folge vielfach bestätigte, wurden die Scheitellinien des Triassattels zu Leitlinien für das Aufsuchen der Fortsetzung des Saarkohlenbeckens nach SW hin. Die Bohrungen wurden natürlich zuerst im Osten angesetzt, wo die Aufsattelung der Trias die lokale Bezeichnung «Buschborner Sattel» trägt, weil hier, infolge der Heraushebung nach NE, das Deckgebirge die geringste Mächtigkeit hat. Von hier rückten die Bohrungen weiter nach Westen vor und griffen auch auf die Nebensättel über. Sie reichen heute bis weit über die Mosel nach Westen. Bei diesen, bis in das produktive Karbon hinuntergebrachten Bohrungen wurde die ganze Buntsandsteinformation durchfahren und dabei eine Reihe von Mineral- und Thermalquellen erschlossen, die uns Aufschluß geben können über eine bestehende Abhängigkeit der Wassermengen und des Mineralgehaltes von der Tektonik und der mit dieser in Zusammenhang stehenden Überdeckung des Buntsandsteines.

Die bei diesen Bohrungen gemachten Beobachtungen sind aus der zerstreuten Literatur von L. VAN WERVEKE in zwei Aufsätzen zusammengestellt worden, die den nachstehenden Ausführungen zu Grunde liegen.²⁾

In der Kreuzwalder Ebene treten auf dem Lothringer Hauptsattel im Vogesensandstein Salzquellen aus bei Roßbrücken, Emmersweiler und Kochern. Nur von letzterer ist der Mineralgehalt bekannt. Er beträgt 7.068 gr im Liter, davon 5.935 gr Chlornatrium. Die Temperatur ist 15—16° C.

Bei den ältern Bohrungen nach dem produktiven Karbon in der Kreuzwalder Ebene wurde eine ganze Reihe artesischer Quellen erbohrt, über deren Zusammensetzung, Temperatur, Ausflußmenge oder Tiefe nichts bekannt ist. Nur bei einigen werden Wassermengen von 600, sogar von 800 Minutenliter angegeben.

Weiter nach Westen, zwischen deutscher und französischer Nied, schiebt sich ein Nebensattel in den Hauptsattel ein. Letzterer trägt hier die lokale Bezeichnung «Buschborner Sattel», ersterer «Fletringer Sattel». Dazwischen liegt die Mulde von Remilly.

¹⁾ Vgl. hierzu das Kärtchen Fig. 2 p. 37 in Bd. IV der Veröffentlichungen des Luxemburger geologischen Landesaufnahmedienstes.

²⁾ L. VAN WERVEKE: Das Vorkommen von Mineral- und Thermalquellen im lothringischen und luxemburgischen Buntsandstein und die Möglichkeit der Aufschließung von warmen Quellen im Moseltal. — Mitteil. der geol. Landesanstalt von Els. Lothr. 1909, Bd. II, Heft 1 p. 91—114.

L. VAN WERVEKE: Neuer Beitrag zur Kenntnis der Mineralwasser im lothringischen und luxemburgischen Buntsandstein. — Mitteil. der geol. Landesanstalt von Els. Lothr. 1913, Bd. VIII, Heft 2 p. 229—234.

Auf dem Hauptsattel sind hier bei Bohrungen einige artesische Mineralquellen erschlossen worden :

In einem Bohrloch bei St. Jure, das bei +213 m über N.N. im Gryphitenkalk angesetzt ist, wurde 1908 bei 500 m Tiefe im Buntsandstein eine Quelle angefahren, die nach 36 Stunden 2000 Minutenliter gab mit einer Temperatur von 35.5° C am Ausfluß und einem Salzgehalt von 3.736 gr im Liter.

Eine bei Sécourt bei +233 m angesetzte Bohrung nach Steinkohle erschloß im Buntsandstein bei 420 m Tiefe 80 Minutenliter, bei 600 m 200 Minutenliter Wasser mit einem Salzgehalt von 1.48 gr im Liter.

Bohrungen, die bei Achâtal, Solgne und Vigny bei +254 m, +249 m und +256 m angesetzt sind, lieferten keine Quellen, weil ihr Ansatzpunkt über dem piezometrischen Niveau des im Buntsandstein zirkulierenden Druckwassers liegt.

Über die bei den Bohrungen nach Kohle im Buntsandstein angetroffenen Mineralquellen in der Fortsetzung des Lothringer Hauptsattels nach SW im französischen Lothringen (nach der Grenze vor 1918) besitzen wir zahlreiche und ausführliche Angaben, die in der beigefügten Tabelle Nr. V zusammengestellt sind :

Aus den in der Tabelle zusammengestellten Beobachtungen haben die französischen Geologen eine Reihe allgemeiner Regeln abgeleitet :

1) Die Bohrungen haben in ganz Lothringen (und auch in Luxemburg) aus dem Buntsandstein artesische Quellen geliefert, sobald der Ansatzpunkt der Bohrung nicht über dem piezometrischen Niveau der Quelle liegt d. i. über dem Höhepunkt, den die Quelle durch ihre eigene Steigkraft erreichen konnte. Diese hängt von der Höhenlage des Ausgehenden des Buntsandsteines ab. Im Gebiet des Lothringer Hauptsattels beträgt das piezometrische Niveau östlich der Mosel 235, westlich derselben 243 (Vilcey u. Bois Grenay). Für das südlicher gelegene Brin stellte sich die Höhenlage auf 270 m und für Mont höher als 250 m oder 260 m. Für diese Quellen nehmen die französischen Geologen als Einzugsgebiet den viel höher gelegenen Buntsandstein der Vogesen an, während die Quellen östlich der Mosel die tiefer gelegene Kreuzwalder Ebene als Einzugsgebiet haben. Die Steighöhe der Quellen von Bad-Mondorf ist 205 bzw. 208 m, also weniger als bei den Lothringer Quellen. Ihr Einzugsgebiet wird durch den anstehenden Sandstein zwischen der untern Saar und der Mosel gebildet.

2) Das regelmäßige Anfahren von Quellen im Sandstein weist darauf hin, daß alle Klüfte desselben mit Wasser erfüllt sind und daß demnach eine Quelle erschlossen werden muß, wenn die Bohrung nicht zufällig ein ganz klüftfreies Gebirgsstück anfährt. Je reicher also die Klüftung, desto größer die Menge des aufgeschlossenen Wassers. Nun ergibt sich aus der Tabelle, daß die Bohrlöcher, welche auf dem Scheitel des Sattels stehen (Eply, Atton, Bois Grenay, Martincourt) annähernd die gleiche beträchtliche Wassermenge von 13—16 cbm in der Minute liefern, während die Schüttung der anderen geringer ist. Zur Erklärung dieser Beobachtung darf die Tatsache herangezogen werden, daß auf den Sätteln Zerrung und daher stärkere und reichlichere Klüftung, in den Mulden aber Pressung und daher mehr geschlossenes Schichtengefüge herrscht. Die Wasserzirkulation ist dementsprechend auf den Sätteln reichlicher als in den Mulden. (Bei gleichbleibender Durchlässigkeit ist die Mulde natürlich wasserreicher als der Sattel.) Sättel und Horste, Mulden und Gräben fallen bei der ausgesprochenen Bruchtektonik des Luxemburg-Lothringer Sedimentationsraumes oft zusammen. Deshalb haben wir die Austritte unserer Salzquelle entweder auf einem Sattel (Born, Schengen, Nieder-Kontz) oder auf einem Horst (Salzquellen im Moseltal). In Mondorf sind beide Bohrungen zwar in einem Grabenstück angesetzt, durchfahren aber in 40 resp. 132 und 270 m die Verwerfung und dringen in das stehen gebliebene, größere und weniger gepreßte Gebirgsstück südlich des Grabens ein.

3) Der Salzgehalt der verschiedenen Quellen ist zwar ein wechselnder, aber da er bestimmte Beziehungen zum geologischen Bau zeigt, gewiß kein zufälliger.

Auffallend klein ist der Salzgehalt der Quellen von Brin und Mont-sur-Meurthe, die beide in der Mulde von Saargemünd liegen. Für die andern Quellen der Tabelle nimmt der Salzgehalt im allgemeinen von Süden nach Norden und mit der zunehmenden Überdeckung von Osten nach Westen hin zu. Nördlich des Lothringer Hauptsattels ist der Salzgehalt auch bei geringer Überdeckung stärker als auf diesem selbst. Der Salzgehalt der Quellen von Nieder-Kontz, Mondorf und Born wird von keiner der Quellen auf dem Hauptsattel erreicht. Eine

DURCH TIEFBOHRUNGEN ERSCHLOSSENE MINERAL- UND THERMALQUELLEN AUS DEM BUNTSANDSTEIN
DES LOTHINGER HAUPTSATTELS

Ortsbezeichnung	Ansatzpunkt ü. d. M.	Tiefe in m	Tiefe unter der obern Grenze des Sandsteines	Schichten- bezeichnung	Wassermenge in cbm in 1 Minute	Temperatur in °C	Geothermische Tiefenstufe in m	Trockenrückstand in 1 Liter Wasser in gr	Tektonische Position
Eply	179	361	7	so*)	0.05	32.5	16.0	Nach Analysen vom 11.3.04 bis 27.5.07 : 2.54-4.15 gr ¹⁾	Auf oder in der Nähe des Scheitels des nördlichen Sattels (Buschborner Sattel)
		545	191	sm	10.00	33.0	23.7		
		659	305		16.30	33.0	26.6		
Les ménils.	196	623	167	sm	3.3—5.0	30.0	28.7	Nach Analysen vom 14.7.04 bis 27.5.07 : 2.827-7.178 gr	» » »
Atton.	180	482	13	so	0.12	28—29	27.0	Nach Analysen vom 19.1.06 bis März 07 : 4.78-7.01 gr	» » »
		496	27	so	0.30	31.5	23.7		
		503	34	so	0.66				
		580	111	sm	0.90				
		590	121	sm	2.00	31.5	27.4		
		610	141	sm	14.00				
Pont-à-Mousson. Martincourt	219	542				30.0		Dez. 1905 : 6.510 gr Analyse 1905 : 18.800 gr	» » »
		746	35		2.50	38.0			
					zunehmend bis 8.50				
Bois Greney (Gézoncourt).	213	700	3	so	0.42	39.0	25.5		» » »
		706	9	so	1.00	32.0	31.8		
		715	18	so	1.72	37.2	26.0		
		914	227	sm	8.00	37.5	33.0		
		950	263	sm	13.00	37.5	34.5		
Dombasle	204	650	142	sm	2.00	30.5	31.6	Nach Analysen vom 19.2.06 und März 07 : 4.188 u. 4.618 gr	» » »
		652	144	sm	4.00	30.5	31.6		
Vilcey.	233	640	1	so	0.15			Analyse März 1907 : 8.982 gr.	Nördlich vom nördlichen Scheitel, viel- leicht auf einem schmalen Nebensattel
		665	26	so	1.20				
		700	61	so	3.50				
		730	91	sm	6.40				
		740	101	sm	7.50	34.0	30.8		
		780	141	sm	8—9.0				
		840	201	sm	9.0	34.5	34.3		
Abaucourt	189	592	32	sm	2.0	23.0	40.8	Analyse 19.2.06 : 8.55 gr	In der Nähe des südlichen Scheitels (Sattel von Fletringen)
		632	63	sm	5—7.50	23.0			
		724	167	sm	4.0	23.0	51.4		
Laborde	194	562	40	so	0.003			Analyse 19.1.06 : 0.849 gr	Mulde von Saargemünd
		663	141	sm	4.68—5.0	27.0	36.6		
Brin s/Seille	198	520	0	so	0.01			Analyse 19.1.06 : 0.849 gr	Mulde von Saargemünd
		570	50	so	0.40				
		600	80	sm	1.65	27.0	32.2		
		610	90	sm	1.45	27.0			
		670	150	sm	5.00	27.2			
		822	302	sm	5.60	28.6	40.9		
		870	350	sm	6.00	28.0			
Mont-sur-Meurthe.	218	148	14	so	0.56			Analyse 13.12.05 u. 19.1.06 0.4268 u. 0.51 gr	Kleine Sattelbildung innerhalb der Mulde von Saargemünd
		245	111	?	6.00				
		340	206	sm	9.00				
		406	272	sm	10.0	21.0	32.1		
		500	376	sm	4.50	23.5	33.1		
		1072		Rotlager	0.06	23.5			

*) so = Oberer Buntsandstein; sm = Vogesensandstein oder Hauptbuntsandstein.

1) Bei den Analysen sind die Tiefen nicht vermerkt, aus denen die Wasserproben stammen. Chlornatrium ist der Hauptbestandteil, daneben kommen Gips und kohlensaurer Kalk vor. Die Zahlen « 2.54 bis 4.15 gr » bedeuten, daß die Wasserproben aus verschiedenen Tiefen feste Bestandteilen von 2.54 bis zu 4.15 gr enthalten.

Ausnahme macht Martincourt mit über 18 gr Salzgehalt im Liter. Den höchsten bekannt gewordenen Salzgehalt zeigt eine Quelle, die aus einem Bohrloch im Bois d'Avril nördlich Groß-Moyeuvre in der Tiefe von 1100 m erschlossen wurde. Sie hat eine Temperatur von 53° und 23.945 gr Mineralbestandteile im Liter. Kochsalz und Gips bilden die Hauptbestandteile. (L. VAN WERVEKE 1909 a. a. O. p. 107).

Für den mesozoischen Sedimentationsraum des Luxemburger Gebietes ergeben sich hieraus folgende praktische Hinweise :

Innerhalb des Raumes zwischen dem Sattel von Sierck und von Born und über letzteren hinaus bis nördlich Echternach führt der Buntsandstein kein zu Trink- und Betriebszwecken geeignetes Wasser. Wohl aber könnte bei geeigneter Höhenlage des Ansatzpunktes und bei günstigen tektonischen Verhältnissen durch Tiefbohrung ein Mineralwasser von der Beschaffenheit der Mondorfer Mineralquellen erschlossen werden. Als äußerste Grenze gegen Norden und Westen für das Vorkommen solcher Quellen käme eine Linie Bollendorf, nördlich Mersch und Differdingen in Betracht.

Oberflächengestaltung des Buntsandsteines.

Morphologisch tritt der Buntsandstein im Moseltal nicht und im untern Sauerthal kaum in Erscheinung. Im Sattel von Born erhebt er sich stellenweise in einem wenig mächtigen Steilhang über die Talebene und am Südrande des Oeslings, zwischen der Our und Ettelbrück, prägen sich seine zu Steilabbruch neigenden Formen wegen seiner tiefen Lage und der Überlagerung durch den petrographisch ziemlich gleichwertigen Muschel-sandstein in der Landschaft wenig aus. Nur die Gestaltung einiger Nebentäler um Diekirch, Longsdorf und Fohren wird durch denselben bestimmt. Besonders aber am äußersten Rande seines Ausgehenden, im Gebiete der Geröllanhäufungen, hat die Landschaft ein bestimmtes Gepräge, das wir am reinsten nördlich des Warktales von Feulen ab nach Westen finden. Die gestaltenden Ursachen dieser Geländeform liegen hier aber ebenso wohl in der Tektonik wie in der Gesteinsbeschaffenheit begründet.¹⁾

Zwischen Pratz und Feulen zieht sich das ausgeglichene, weite Tal der Wark in SW—NE Richtung hin um dann bei Niederfeulen in einem großen Bogen als epigenetisches Talstück weit nach Norden in das Devon hineinzugreifen. Zwischen Pratz und Feulen ist das Warktal in seinem Verlauf durch die Flexur bestimmt an welcher im jüngsten Pliozän das Oesling gegen das Gutland gehoben wurde und die wir als « Oeslinger Randverbiegung » bezeichnen. Das Tal zeigt einen unsymmetrischen Querschnitt. Der südliche Talhang steigt steil an und umfaßt Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Der nördliche Talhang ist äußerst flach, mit einem Anstieg von 2—4% und besteht aus Voltziensandstein, der an seinem nördlichen Rand in eine Decke von Geröll auf devonischem Untergrund übergeht. Das flache Gehänge zieht ohne merkliche Steigung bis zur devonischen Kammlinie, die über Rambrouch, Rindschleiden, Eschdorf, Heinerscheid und Kehmen zieht. Das Warktal hat nur von Norden herziehende Zuflüsse, die mit tief eingeschnittenem Unterlauf in das Haupttal münden. Sie zerlegen den flachen Abfall zwischen der devonischen Kammlinie und dem Haupttal in einförmige Rücken, die näher dem Scheitel Tannenwald und Lohhecken mit üppigem Heidekraut und Ginsterbestand tragen. Große Quarzgerölle in dichter Lagerung bedecken den Boden ; nur tiefer, dem Haupttale zu, werden die Gerölle kleiner, Ackerfelder lösen die Wälder ab und der rötliche Boden gibt der Landschaft eine kräftige Farbe. Die stattlichen Bauerndörfer dehnen sich behäbig auf dem Schwemmland des Haupttales aus, während auf dem Plateau über dem südlichen Steilrand der Wald wieder weit vorherrscht.

Wie bereits erwähnt, liegt das ganze Talsystem der obern und mittleren Wark im Gebiete der als « Oeslinger Randverbiegung » bezeichneten Flexur. Das Haupttal liegt nahe deren Achse. Die Schichten im nördlichen Flügel steigen mit 5.5% bis 9% gegen Norden bis zu der Kammlinie an. Im südlichen Schenkel fallen dieselben mit 2% sanft gegen Süden hin. Durch diese Aufbiegung wurden die Schichtenglieder der Trias nördlich des Haupttales so hoch herausgehoben, daß sie einer raschen Abtragung zugänglich waren, die durch die zahlreichen

¹⁾ Vgl. auch : M. LUCIUS : « Die Tektonik des Randgebietes im Zusammenhang mit der Fazies der Trias dieses Gebietes » in : Veröffentlich. des Lux. geol. Landesaufnahmedienstes, Bd. III. p. 233. Luxemburg 1941.

nördlichen Zuflüsse mit starkem Gefälle beschleunigt wurde. Junge Täler mit einem Gefälle von 2% endigen hier in einem ausgeglichenen Haupttal mit 2.4‰, also einem rund 8 mal geringeren Gefälle. In dem flachliegenden Südschenkel war die Abtragung weniger lebhaft und über dem Südufer des Flusses erhebt sich ein Steilgehänge mit allen Schichten der Trias bis zum Steinmergelkeuper einschließlich.

Verwitterung.

Durch die Verwitterung entsteht in der normalen Fazies aus dem Voltziensandstein ein rotbrauner, etwas lehmiger, kalkarmer Feinsand, der in den Zwischenschichten zum lehmigen Grobsand mit unverwitterten Dolomitknauern und Beimengung von Quarzgeröllen übergeht. Ungenügender Kalk- und Phosphorsäuregehalt ist der Hauptmangel dieser Böden.

Die Randfazies liefert einen auf große Strecken ganz mit Geröll durchsetzten kargen Boden, der meist nur Tannenwald oder Lohhecken trägt. Etwas südlicher, wo die Gerölle abnehmen, entsteht ein lockerer, kalkarmer Ackerboden. Wenn dieser Boden aber mit den Verwitterungsprodukten höherer Schichten vermischt ist, wie zwischen Ettelbrück und der Our, wo der Buntsandstein meist von einer mehr oder weniger mächtigen Lage von Muschelsandstein bedeckt ist, oder an dem Südhang des Warktales, bildete sich fruchtbare, günstig zusammengesetzte Ackererde.

II. — DIE MUSCHELKALKFORMATION (m).

Gliederung der Muschelkalkformation.

Auf der geologischen Spezialkarte werden unterschieden :

Muschelkalk	Oberer	Myophorienschichten	Grenzdolomit (ku ²) Bunte Mergel (ku ¹) Grenzschichten (mo ³)
		Hauptmuschelkalk	Nodosusschichten (mo ²) Trochitenschichten (mo ¹)
	Mitt- lerer	Anhydritgruppe	Linguladolomit (mm ²) Gipsmergel (mm ¹)
	Unterer	Muschelsandstein	Orbicularis-Schichten (mu ²) Muschelsandstein (mu ¹)

1. Der Untere Muschelkalk (mu).

Historisches: Der Buntsandstein schließt in Mitteldeutschland mit mächtigen, roten Tonen und dünnplattigen Sandsteinen ab, die hin und wieder an der obern Grenze dieser Schichtenfolge Gips und Steinsalz führen. Es erschien also natürlich auch im Triasgebiet westlich des Rheines die bunten Tone mit Gips, die nur durch sandig-dolomitische Schichten vom eigentlichen roten Sandstein getrennt sind, zur obern Abteilung des Buntsandsteines zu rechnen, wie dies in den Arbeiten von E. DE BEAUMONT sowie von v. OEYNHAUSEN, v. DECHEN und v. LAROCHE der Fall ist.

LEVALLOIS erkannte 1846 daß die bunten Mergel mit Gips zum Muschelkalk zu stellen sind, wenn man zwischen Mitteldeutschland und Lothringen parallelisieren wolle. In Mittel- und Südwestdeutschland folgt aber unter den Tonen mit Gips und Steinsalz, die hier als Anhydritgruppe bezeichnet werden, der Wellenkalk, der die untere Abteilung des Muschelkalkes bildet. LEVALLOIS nahm an, daß der Wellenkalk in Lothringen nicht vertreten sei. So kam denn die Grenze des grès bigarré unter die bunten Tone mit Gips, die dem mittleren Muschelkalk der deutschen Geologen entsprechen. Erst E. WEISS (1869) hat dann für das Saargebiet nachgewiesen, daß die dolomitischen Sandsteine unter den bunten Mergeln mit Gips nicht zum Buntsandstein gehören, sondern nach ihrer Fossilführung dem Wellenkalk der rechtsrheinischen Gebiete entsprechen und folglich vom Buntsandstein abzutrennen und zum untern Muschelkalk zu stellen sind. Das Aequivalent des Wellenkalkes ist in dem Gebiete längs des französischen Festlandes in einer Küstenfazies von vorwiegend sandig-dolomitischem Gesteinscharakter entwickelt und wird, wegen seiner reichlichen Muschelführung als Muschelsandstein bezeichnet. Wie überall in Mitteldeutschland treten auch in Lothringen und im Saargebiet im obern Teile des Untern Muschelkalkes Bänke mit *Myophoria orbicularis* auf, die als Orbicularis-Schichten abgetrennt werden, so daß der Untere Muschelkalk (mu) sich in die Abteilungen des Muschelsandsteines (mu¹) und der Orbicularisschichten (mu²) gliedert.

Petrographische Ausbildung des Untern Muschelkalkes (mu) im Luxemburger Gebiete.

Ein Detailprofil der normalen petrographischen Ausbildung des Untern Muschelkalkes in unserm Gebiete gibt uns das Bohrloch von 1913 von Bad-Mondorf in der Schichtenfolge zwischen 430 und 437 m Tiefe (Siehe Tabelle III). Es geht daraus hervor, daß der untere Muschelkalk mit Recht den Namen «Muschelsandstein» führt, denn fossilführende Sandsteine wiegen über die Tone und Dolomite weit vor. Nur der oberste Teil zeigt vorherrschend Dolomite. Kalke fehlen, wie übrigens, in unserm ganzen Muschelkalk, der eine ausgesprochene dolomitische Entwicklung zeigt.

Wie im ganzen Gebiete der sandigen Entwicklung des Untern Muschelkalkes lassen sich also auch im Luxemburger Gebiet zwei Abteilungen auseinanderhalten:

1) Unten herrschen Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen vor.

2) Oben treffen wir dolomitische Sandsteine und sandige Dolomite in ziemlich mächtigen Bänken. *Myophoria orbicularis* tritt häufig östlich der Mosel und untern Sauer auf, ist aber bei uns selten. Die untere Abteilung bezeichnen wir, gleich wie in Lothringen, als Muschelsandstein s. str. (mu¹), die obere als «Orbicularisschichten (mu²).

Innerhalb des Muschelsandsteines (mu) unseres Gebietes können wir zwei Fazies unterscheiden:

a) Eine normale Entwicklung in dem Gebiete der Mosel und untern Sauer, in welcher letzterem Tale die Stufe bis bei Echternach zu beobachten ist. Bei Reisdorf taucht die Stufe wieder auf und wir haben zwischen der Our und Ettelbrück eine sandig-mergelige Fazies, die aber durch Farbe, Gesteinsausbildung und Fossilführung der Entwicklung an der Mosel und untern Sauer recht nahe steht.

b) Westlich Ettelbrück haben wir es mit einer reinen Uferfazies zu tun, die nur durch sorgfältiges Verfolgen der Übergänge als Äquivalent des Muschelsandsteines zu erkennen ist.

Normale Entwicklung. — Der Muschelsandstein ist im Gebiete der normalen Entwicklung ein hellgrauer, graugelber oder grünlichgrauer, feinkörniger, dolomitischer, glimmerreicher Sandstein, der in dicken Bänken bricht, so daß er vielfach als Werkstein benutzt wird. Mergellagen von hellgrauer, manchmal rötlicher oder violetter Farbe schieben sich zwischen die Sandsteinbänke. Im allgemeinen hebt sich der Muschelsandstein durch seine hellen Farben scharf gegen den braunroten Buntsandstein ab. Doch können auch, wie beispielsweise im Gebiete von Sierck und bei Schengen, die dunkleren, braunen Farben des Buntsandsteines in den Muschelsandstein hinein fortsetzen. In dem genannten Gebiete sind die Grenzletten nicht scharf ausgeschieden. Dolomite wechseln mit Bänken von rotem Sandstein ab, so daß ein Farbenkontrast mit dem eigentlichen Voltziensandstein kaum besteht. Die Grenze ist dahin zu verlegen, wo die Fossilien erscheinen. Diese treten häufig als Steinkerne nahe der Basis in einem unebenen, löcherigen, sandig-mergeligen Dolomit auf. Dieser Wechsel von mergelig-dolomitischen und sandigen Bänken hält im Siercker Gebiet bis gegen die bunten Tone mit Gips an. Auch die dolomitische Region der Orbicularisschichten ist hier petrographisch wenig ausgeprägt. Sie besteht aus roten, dünn geschichteten, dolomitischen Lagen, die sich von Muschelsandstein wenig unterscheiden. Auf der rechten Seite der Mosel wird der Muschelsandstein bei Apach in einigen Steinbrüchen abgebaut. Er bricht hier in 0,60—1 m starken Bänken, ist gelblichweiß, hellgrau, zuweilen rötlich oder sogar auffallend rot wie Voltziensandstein. Doch läßt das Auftreten von Fossilien ihn bestimmt als Vertreter des untern Muschelkalkes erkennen. Auch hier ist die obere dolomitische Zone der Orbicularisschichten wenig ausgesprochen. Weiter östlich aber bildet sie bis zu 1 m starke Bänke von zelligem Dolomit mit sandigen und mergeligen Zwischenschichten und führt Steinkerne von *Myophoria orbicularis*. Die Mächtigkeit ist hier rund 3 m.¹⁾ Auf der geologischen Karte sind hier beide Abteilungen als mu^s zusammen gefaßt.

Bei Schengen sinkt der Muschelsandstein an einer Verwerfung unter und taucht dann im Moseltal bei Wormeldingen wieder auf um den Fuß der Talgehänge bis zur Deisermühle zu begleiten, wo er wieder an einer

¹⁾ GREBE, H.: Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preussen, Blatt Perl, p. 3. — Berlin 1880.

Verwerfung absetzt. Die Aufschlüsse sind durchgehends schlecht, da sich der Gehängeschutt über dem Muschel-sandstein anhäuft. Nur die dolomitische Zone der Orbicularisschichten tritt gelegentlich als kleiner Steilhang im Gelände hervor. Den einzigen zusammenhängenden Aufschluß fand man in einem Steinbruch bei Deiser-mühle, der aber bereits seit 1935 verlassen und heute verstürzt ist. Die dolomitische Zone ist hier 4 m mächtig. Darunter folgen schieferig-sandige Schichten mit 0.25—0.50 m starken Sandsteinbänken. In dem Steinbruche sind bis 1 m starke Bänke von grauem oder grünlichgrauem, feinkörnigem, glimmerhaltigem Sandstein erschlossen. Die Bänke zeigen unebene Schichtenflächen und der Abbau beschränkte sich auf eine Gesamtmächtigkeit von 4—5 m.

Auch auf dem rechten Moselufer, südlich Wellen, wird im Muschelsandstein ein schöner Baustein gewonnen. *Myophoria orbicularis* ist rechts der Mosel mehrfach angetroffen worden. Gegen die Saar zu wird sie sogar häufig.¹⁾ Auf der linken Seite der Mosel ist sie bisher noch nicht aufgefunden worden.

Der untere Muschelkalk taucht im Gebiete der untern Sauer in der flachen Erhebung des Borner Sattels wieder auf und bleibt bis in das Dorf Steinheim über dem Talniveau. Im untern Sauerthal wird der Muschel-sandstein vielfach als trefflicher Werkstein, namentlich bei Born, abgebaut und wurde früher weithin verfrachtet. Heute ist dieser Steinbruchbetrieb stark zurückgegangen.

Die Werksteinbänke, die bei Born eine Gesamtmächtigkeit von 2—3 m haben, werden hier von 8—10 m Abraum bedeckt, der aus geschiefertem grauen, bisweilen violetten und rötlichen Mergeln mit dünnen Sand-steinbänken besteht. Der Werkstein ist hellgrau, graugelblich, bisweilen rötlich, feinkörnig und glimmer-führend. Die Hauptbank ist 1 m bis 1.20 m stark, dazu kommen Nebenbänke von 0.20—0.50 m Stärke. Durch senkrechte Klüftung werden die Bänke in Blöcke von 1—8 m Länge zerlegt. Fossilien kommen im Werkstein kaum vor, sind aber häufig in den darüberliegenden Mergeln.

Eine Analyse, ausgeführt 1938 im chemischen Laboratorium der Öffentlichen Arbeiten, gibt folgende Zusammensetzung des Werksteines von Born in Gewichtsprozenten: Glühverlust 3.20; SiO₂ 77.40; Fe₂O₃ Spuren; Al₂O₃ 12.25; CaO 2.24; MgO 2.26; Alkalien 2.72.

Zwei von H. GREBE¹⁾ mitgeteilte Analysen des gleichen Steines aus den Steinbrüchen bei Udelfangen, Born gegenüber auf der linken Sauerseite, ergeben folgende Zusammensetzung:

	a)	b)
SiO ₂	78.08%	74.70%
Al ₂ O ₃	8.36	8.81
Fe ₂ O ₃	1.60	
CaO	4.18	5.58
MgO	2.20	1.30
CO ₂	3.89	3.24
KO-Verlust	1.73	6.37
	100.00	100.00

Die obere dolomitischen Schichten, entsprechend den Orbicularisschichten, sind im Gebiete der untern Sauer überall entwickelt. Unterhalb Rosport, in dem Wege- und Bahneinschnitt, der in der Sehne des großen Sauerbogens liegt, sind diese Dolomite gut aufgeschlossen.

Auch im untern Sauerthal ist *Myophoria orbicularis* bis dahin in den oberen dolomitischen Schichten westlich der Sauer nicht gefunden worden, obgleich sie östlich des Tales nicht selten zu sein scheint.

¹⁾ GREBE, H.: Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen. — Blatt Wincheringen. p. 3. — Berlin 1880.

²⁾ H. GREBE: Erläuterungen zu Blatt Trier der geol. Spezialkarte von Preußen. — Berlin 1891.

Versteinerungen des Untern Muschelkalkes

im Gebiete der Mosel und untern Sauer.¹⁾

<i>Voltzia heterophylla</i> BRONGN. (Deisermühle, Born)	<i>Pecten discites</i> SCHLOTH.
Equisetenreste	<i>Myophoria vulgaris</i> SCHLOTH.
<i>Rhizocorallium</i>	<i>Myophoria laevigata</i> v. ALB.
<i>Encrinus liliformis</i> LAMCK.	<i>Myophoria orbicularis</i> BR.
<i>Terebratula vulgaris</i> SCHLOTH.	<i>Pleuromya musculooides</i> SCHLOTH.
<i>Macrodon Beyrichi</i> v. STROMB. sp.	<i>Lima striata</i> SCHLOTH.
<i>Ostrea placunoides</i> MÜNST. sp.	<i>Nucula elliptica</i> GLDF.
<i>Lucina Schmidii</i> GEINITZ sp.	<i>Undularia scalata</i> SCHLOTH.
<i>Myoconcha Thielani</i> STROMB. sp.	<i>Chemnitzia dubia</i> MÜNST.
<i>Gervilleia socialis</i> SCHLOTH.	

Der Untere Muschelkalk am Südrande des Oeslings.

a) Zwischen Our und Ettelbrück.

Zwischen der untern Our und Ettelbrück ist der Untere Muschelkalk ebenfalls in der Fazies des Muschel-sandsteines entwickelt und zeigt alle wesentlichen Merkmale der Ausbildung an der Mosel und untern Sauer. Nur die Versandung hat am Rande des Oeslings zugenommen und sich auch auf die obern dolomitischen Schichten ausgedehnt. Doch zeigt ein Fund von *Myophoria orbicularis*, daß die Orbicularis-Schichten auch hier vertreten sind, wenn auch in der Fazies eines sandigen, graugelben, geschieferten Mergel, der mehr oder weniger dicke dolomitische Sandsteinbänke einschließt.²⁾

Bemerkenswert ist die scharfe Begrenzung nach unten gegen den Voltziensandstein. Eingelagert ist hier eine bis 0.20 m starke Bank von hellem oder rötlichem Dolomit, der stellenweise den Charakter einer Muschelbreccie wie im untern Trochitenkalk besitzt. Steinkerne von *Myophorien*, *Gervilleien* und *Terebrateln* sind in den tiefsten Schichten recht häufig. Auf den Hochflächen zwischen der untern Our und Ettelbrück erkennt man die letzten Erosionsreste des untern Muschelkalkes oft nur an Lesesteinen mit diesen reichlichen Steinkernen, wie beispielsweise bei Longsdorf und bei Tandel. Auch Stielglieder von *Encrinus liliformis* sind nahe der Basis der Abteilung im ganzen östlichen Teil des Randgebietes des Oeslings beobachtet worden. Darüber beginnen die mehr oder weniger dickbankigen, unebenflächigen, grauen oder grau-grünen Sandsteinbänke, die Vertreter des Werksteines des Mosel- und Sauertales. Hier sind sie aber gewöhnlich zu grobkörnig um als Baustein Verwendung zu finden.

Höher schieben sich in vielfacher Wiederholung rötliche und graue, vielfach violette Mergel, die bisweilen ganz vorherrschen, zwischen die Sandsteine ein und drängen letztere zurück, so daß die Gesteinsbeschaffenheit sehr an die Entwicklung des Mittleren Muschelkalk erinnert. Nur fehlen im Muschelsandstein die Pseudomorphosen nach Steinsalz.

Oben treten die bereits erwähnten graugelben, sandigen, geschieferten Mergel auf, in welchen Bänke von dolomitischem Sandstein eingelagert sind. Das, wenn auch vereinzelt Auftreten von *Myophoria orbicularis* beweist, daß wir hier eine sandige Ausbildung der Orbicularis-Schichten haben.

Es lassen sich also in dem Raume zwischen unterer Our und Ettelbrück, ebenso wie an der untern Sauer und an der Mosel petrographisch drei Unterabteilungen auseinanderhalten: unten die dickbankigen, grauen oder grünlich-grauen Sandsteine mit tonig-dolomitischem Bindemittel, entsprechend den Werksteinbänken der Sauer- und Moselgegend. Höher herrschen die bunten Mergel vor und den Abschluß bilden graugelbe geschieferte, sandige Mergel als Vertreter der Orbicularis-Schichten.

¹⁾ Vergleiche C. GOETZ 1914, p. 347.

²⁾ C. GOETZ, 1914 p. 348.

Auch links der Our haben wir am heutigen Devonrand die gleiche Entwicklung. Der Muschelsandstein ist dort, « ein feinkörniger, glimmerführender Sandstein, der mit sandigmergeligen Schieferen und dolomitischen Schichten wechsellagert, schmutzig gelb, braun und graulich-weiß gefärbt ist ». Auch die obere dolomitische Zone mit *Myophoria orbicularis* ist, wenn auch schwach, vertreten.¹⁾ Es handelt sich um eine zwar küstennahe Ausbildung, aber keine reine Küsten- oder Uferfazies, wie wir sie erst westlich Ettelbrück antreffen.

Einige Aufschlüsse am Rande des Oeslings zwischen Our und Ettelbrück.

Nördlich Hoesdorf, bei 190 m ü. d. M., hebt sich der untere Muschelkalk (mu) wieder heraus, nachdem er bei Steinheim bei 162 m ü. d. M. unter das Niveau des Tales untergetaucht war. Er zieht in sanftem Anstieg um die Nordseite des langgezogenen Niederberges herum und bis zum Marxberg bei Longsdorf hinauf. Im Sauertal hebt er sich zwischen Mösdorf und Bettendorf über das Niveau des Sauertales heraus und bleibt nun über diesem Tale bis Ettelbrück, wo er in das Alzettetal einbiegt, um südlich Colmar-Berg wieder unterzutauchen. Die Höhenlage in diesem Raume wird deutlich durch die Flexur am Südrande des Oeslings bestimmt.

Am Nordrande des Niederberges (Höhenzug nördlich der Sauer zwischen der Mündung der Our und der Brees) ist meistens nur die Basis des Muschelsandsteines erschlossen. Höher bedeckt ein stark mit Kalksteinbruchstücken durchsetzter Gehängeschutt alles bis an den Fuß des Steilanstieges, der mit dem Trochitenkalk beginnt. In mehreren Aufschlüssen sieht man über den roten, sandigen Grenzletten eine wenig mächtige, helle oder rötliche, sandige Dolomitlage mit Höhlungen, die von aufgelösten Fossilien herrühren und einen groben unebenschichtigen Sandstein, in dem häufig Steinkerne von *Gervillien* und *Myophorien*, seltener von *Terebrateln*, auftreten. Mit diesen leicht kenntlichen Schichten beginnt der Muschelsandstein. In einem andern Aufschlusse folgen darüber regelmäßig gebankte, graue und grünliche Sandsteine, in welche sich höher graue und rötliche, sandige, geschieferte Mergel einschieben, die bald so vorherrschen, daß nur vereinzelt, dünne Sandsteinlagen verbleiben. Zu oberst liegen grünliche, knollige, sandige Mergel, mit meist schlecht erhaltenen Fossilspuren in einer Mächtigkeit von 1,50 m. Sie entsprechen den *Orbicularis*-Schichten. Die Gesamtmächtigkeit übersteigt nicht 12 m.

An dem Südostrand des Plateaus des « Longsdorfer Berges » steht feinkörniger, lockerer Voltziesandstein an, der an einer Verwerfung gegen Muschelsandstein abstößt, welcher die obere Fläche des Plateaus selbst bildet. Ein Aufschluß ist nicht vorhanden, doch die zahlreichen Lesesteine lassen die Natur des Untergrundes deutlich erkennen. Es sind Bruchstücke eines grünlichen Sandsteines und Brocken eines bräunlichen oder braunvioletten Dolomites. Auch Bruchstücke einer hellern Muschelbreccie sind häufig. Man möchte an ein Gemisch von Dolomitknauern aus den Zwischenschichten und an Bruchstücke einzelner Muschelbänke aus den Trochitenschichten denken. Doch weisen die zahlreichen Steinkerne von *Gervillien* und *Myophorien* auf die Bänke an der Basis des Muschelsandsteines hin. Auch Stielglieder von *Crinoiden* treten in den dolomitischen Bruchstücken auf. Es ist dieselbe Fauna und das gleiche Gestein, das man überall zwischen der Our und Ettelbrück an der Basis des Muschelsandsteines antrifft.

Das gleiche Bild beobachten wir auf dem Plateau westlich Longsdorf (auf dem Kiemchen), südlich Föhren (Thom) westlich Tandel, an der Nordseite des Herrenberg, südlich Friedbusch, in der Seitert nördlich Diekirch, sowie auf dem Goldknapp bei Erpeldingen. Alle diese Hochflächen tragen eine mehr oder weniger starke Decke von festen Dolomiten des untern Muschelsandsteines. Der mittlere und obere mergelige Teil ist vollständig erodiert oder nur teilweise in flachen Kuppen erhalten geblieben. Bei tief stehender Sonne tritt das flach gewellte Relief dieser Hochflächen deutlich hervor und die Kuppen zeigen rötliche, die ebenen Flächen dazwischen graugrünliche Tönung, wie auch im Profil des Muschelsandsteines an der Basis die grünliche Farbe der Sandsteine, höher die rötliche der Mergel vorherrscht. An den Steilhängen über dem Sauertal und dem untern Tale der Brees sowie in den tief eingeschnittenen Seitentälern findet man einige vollständigere Profile. Ein solches bietet sich beispielsweise an dem steilen Wege, der direkt hinter der Kirche von Bettendorf, hier

¹⁾ H. GREBE: Erläuterungen zu Blatt Wallendorf der geol. Spezialkarte von Preußen. — Berlin 1892.

mit einer Treppe beginnend, den Steilhang zum Niederberg hinaufzieht. Über den Grenzletten beginnt der Muschelsandstein mit einem grünlichen, schieferigen Sandstein, der stellenweise ein Gebäck von Steinkernen bildet. Darüber folgen festere, dolomitische Sandsteinbänke, so regelmäßig abgesondert, daß aus den einzelnen Bänken durch rückschreitende Abtragung eine etwa 10 m hohe, natürliche Treppe gebildet wird. Die Sandsteine sind grün, graugrün, untergeordnet rötlich. Es sind die Vertreter des Werksteines der untern Sauer- und der Moselgegend. Nur ab und zu trifft man darin einen schlechten Abdruck einer Muschel. Höher herrschen graue und graugrüne Mergel mit untergeordneten Dolomit- und Sandsteinlagen vor. Den Abschluß bilden dünn geschieferte, feinkörnige, blaßrote und hellrote Sandsteine, die Vertreter der Orbicularis-Schichten. Mit den darüberfolgenden grünlichen und rötlichen Mergeln mit eingelagerten, dünnen Dolomitplatten und Bänkchen von tonigem Sandstein beginnt der Mittlere Muschelkalk, petrographisch vom obern Teile des untern Muschelkalkes kaum geschieden, doch führen die dünnen Bänke jetzt Pseudomorphosen nach Steinsalz, ohne deren Auftreten eine Grenzziehung hier recht unsicher wäre, wie dies beispielsweise am Herrenberg bei Diekirch der Fall ist.

Dort folgen an dem Südabhang des Herrenberg, im « Nélchesweg » über dem Buntsandstein, 35 m über der Hauptstraße, die hellgrauen oder grünlichen, unebenflächigen Dolomite und dolomitischen Sandsteine mit Steinkernen und mit Trochiten. Die Mächtigkeit der Basisschicht beträgt am Nélchesweg 0,5 m.

Darüber kommt der gutgebankte, dünnplattige, feinkörnige, glimmerführende, dolomitische Sandstein, der Vertreter des Werksteines, unten grünlich, im Hangenden mehr rötlich, 2 m mächtig. Dann werden die Schichten schieferig, mergelig, gehen aber wieder in feinkörnigen, roten Sandstein über.

Hier ist die Grenze zwischen mittlerem und unterm Muschelkalk schwer zu ziehen, da Pseudomorphosen nur im obern Teile des mittleren Muschelkalkes in den Mergeln unter dem Gipse angetroffen werden und sowohl im obern Teile des untern, wie im untern Teile des mittleren Muschelkalkes die rötlichen Farben vorherrschen.

Schon WEISS (1869) erwähnt am Herrenberg, wohl an dem gleichen Wege der zu den jetzt verlassenem Gipsbrüchen führt, das Auftreten von roten, sandig-tonigen Schichten, deren Stellung, ob zum untern oder mittleren Muschelkalk, so schwierig zu entscheiden sei, daß er in dem Schema der Entwicklung des Muschelkalkes am Herrenberg eine dem Buntsandstein ähnliche Zwischenbildung einschaltet.¹⁾

Hier muß man sich bei der Grenzziehung mit der Oberflächenform des Hanges behelfen, in welchem deutlich ein kleiner Steilhang in eine terrassenartige Abflachung übergeht, die sich zwischen dem untern und obern Steilanstieg des Herrenberges einschaltet. Mit dieser Abflachung beginnt der mittlere Muschelkalk. Diese Oberflächenformen sind rundum den Herrenberg, besonders aber an dessen Südost- und Ostseite, so über den Häusern von Clairefontaine, deutlich ausgeprägt.

b) Entwicklung westlich Ettelbrück.

Zwischen der Our und Ettelbrück weicht die Entwicklung des Unteren Muschelkalkes weder in der Mächtigkeit noch in der petrographischen Ausbildung merklich von der normalen Entwicklung im Mosel- und untern Sauer- ab. Das Material ist grobkörniger, die Dolomit- und Sandsteinlagen sind weniger mächtig und weniger geschlossen, die Mergel sandiger, die Fossilien schlechter erhalten, sonst sind aber wesentliche Unterschiede nicht festzustellen.

Eine ausschließlich sandige Entwicklung mit spärlichen oder zweifelhaften Fossilresten setzt westlich Ettelbrück an. Die Abgrenzung gegen den Mittleren Muschelkalk wird unsicher, sobald in dem ähnlichen sandigen Material des letzteren Pseudomorphosen fehlen.

An der Ostseite des « Lopert » bei Ettelbrück ist der Untere Muschelkalk noch gut zu erkennen und führt die bezeichnenden Fossilien. Unten haben wir gut gebankten, grauen und graugrünen Sandstein, der in

¹⁾ Vgl. M. Lucius: Die Entwicklung der geol. Erforschung Luxemburg's. — Veröffentl. des Lux. geol. L. A. D. Bd. II, p. 225—227.

größern Brüchen über den Häusern am Ostaufstieg zum Lopert abgebaut wurde und an der Basis eine dolomitisch-sandige Schicht mit Steinkernen von *Myophorien* und *Gervillien* führt. Darüber folgen rötliche und bläuliche Mergel mit löcherigem Sandstein, während oben die roten oder blauroten Sandsteine wieder vorherrschen. Der Muschelsandstein bildet einen gut ausgeprägten Steilanstieg über dem eine Plattform liegt. Über dieser erhebt sich der steil ansteigende obere Muschelkalk. Auf dieser Plattform stellen sich rote Mergel mit dünnen Lagen von festem, bläulichem Sandstein mit Pseudomorphosen nach Steinsalz ein, die aber erst in der Nähe des obern Muschelkalkes häufig werden. Auf dieser Plattform liegt also die Grenze zwischen Unterm und Mittlerem Muschelkalk.

Steigt man die Straße Ettelbrück-Feulen zum «Kochert» hinan, so sieht man bei den letzten Häusern von Ettelbrück geröllführenden Buntsandstein anstehen. Die Grenze gegen den Untern Muschelkalk ist hier schlecht aufgeschlossen. Doch fanden sich in zufälligen Grabungen (1939) die dolomitischen Sandsteine der Basis des Muschelsandsteines mit Steinkernen von *Myophorien*. Rötlicher, glimmerführender Sandstein folgt, der höher von bunten Mergeln abgelöst wird. Unter dem Straßeneinschnitt zwischen «Kochert» und «Lopert» trifft man in diesen Mergeln vereinzelte Pseudomorphosen, die dann im Straßeneinschnitt in grauen Mergeln recht häufig werden. Legt man die obere Grenze des Untern Muschelkalkes dahin, wo die ersten Pseudomorphosen erscheinen, so erhält man für denselben am Kochert eine Mächtigkeit von 10 m gegen 17 m am östlichen Lopert.

Weiter westlich sind die Aufschlüsse nur vereinzelt und die Schichtenfolge von Sandsteinen mit untergeordneten Mergeln, die zwischen dem Buntsandstein unten und den Lingulaschichten oben auftreten, dürfen als Untern und Mittleren Muschelkalk gedeutet werden, wenn die Grenzziehung zwischen diesen beiden wegen des Fehlens von Pseudomorphosen auch nicht sicher ist. Östlich Merzig keilt die Lingulaschicht aus, der Buntsandstein ist nicht aufgeschlossen, es verbleibt aber immer die ziemlich mächtige Suite von grobem, unten mehr grünlichem, oben braun oder graubraunem Sandstein unter dem Obern Muschelkalk (Nodosusschichten). Aufgeschlossen sind diese groben, meist lockern Sandsteine recht gut westlich Merzig, an der Straße Grosbous-Vichten und in dem Talkessel von Vichten. Zum letzten Mal finden wir ein vollständiges Profil in der Schankengraecht bei Pratz. Wir geben den Teil desselben, der den Untern und Mittleren Muschelkalk vertritt.

Die Schlucht erstreckt sich in Ost-Westrichtung von dem Verbindungsweg Schandel—Grosbous bis zur Staatsstraße Grosbous—Pratz. Rund 200 m unter dem Verbindungsweg überquert ein alter, fast verschütteter Waldweg die Schlucht. Dieser oberste Teil der Schlucht liegt im Obern Muschelkalk. Rund 80 m unter diesem Waldweg folgen unter dem Obern Muschelkalk:

- | | |
|---|--------|
| 1) Grober, grünlicher und grauer Sandstein, stellenweise etwas dolomitisch, mit Gerölleinlagen und einer kleinen Konglomeratbank an dem Fuße des hohen Felsens | 8 m |
| 2) An der Basis dieses Sandsteines knolliger, dolomitischer Sandstein mit Bruchstücken von Fossilresten (?) | 0.60 m |
| 3) Fetter, roter Mergel | 1 m |
| 4) Grober, grünlicher und grauer Sandstein, gelegentlich dünne Einschaltungen von dolomitischem, feinkörnigem Sandstein. An der Basis 20—30 cm knolliger Dolomit mit zweifelhaften Fossileindrücken (?) | 3 m |
| 5) Bunte Mergel mit bläulichem und rötlichem, dünngeschichtetem Sandstein mit Pseudomorphosen. Fossilabdruck? An der Basis eine 30 cm starke Bank von klotzigem Dolomit..... | 3 m |

Wir stehen jetzt rund 700 m oberhalb des Punktes, wo die Straße Bettborn—Grosbous den untersten Teil der Schlucht kreuzt. In den unteren 400 m erweitert sich die Schlucht zu einem Tal mit einer Waldwiese. Höher ist die Schlucht eng und stark verrutscht.

- | | |
|--|------|
| 6) Auf dieser Strecke von 400 m beobachtet man grauen und grünen, groben Sandstein mit untergeordneten Mergeln, Mächtigkeit rund | 10 m |
|--|------|

An der Basis dieser Schichtenreihe eine 20 cm starke Schicht von rötlich geflecktem Dolomit, wie man denselben auch östlich Ettelbrück in der untersten Schicht des Muschelsandsteines antrifft.

- 7) Roter, untergeordnet blauer, sandiger Mergel (Grenzletten) und roter, lockerer, feinkörniger seltener mittelkörniger Sandstein mit vereinzelt Einlagen von roten, sandigen Mergeln und vereinzelt dünnen Bänken von eisenschüssigem Sandstein.

Tiefer wird der Sandstein grobkörniger. Es sind rund 8 m erschlossen.

Trotz der eigentümlichen Folge von Sandsteinen und Konglomeraten mit seltenen Dolomiten und dünnen Mergellagen muß hierin der Untere und Mittlere Muschelkalk vertreten sein, weil dieselben von gut gekennzeichnetem Buntsandstein und Oberem Muschelkalk eingefäßt sind.

Solch ein vollständiges Profil ist weiter nach Westen hin nicht mehr erschlossen. Etwa bei der Einmündung des Rodbach in die Attert und bei Folscheid ist auch der Obere Muschelkalk ausgekeilt. Die Sandsteinfolge der Schankengraecht hält aber an und wird unmittelbar von einem Kalkkonglomerat, dem Vertreter des Pseudomorphosen- oder Salzkeuper, überlagert. Bei Folscheid keilt auch der Buntsandstein aus. Westlich des Rodbachtals taucht derselbe nicht mehr auf und man darf annehmen, daß er auch hier nach Westen bald auskeilt. Da aber die groben Sandsteine und Konglomerate unter dem kalkigen Konglomerat des Pseudomorphosenkeupers weiter in dem Tal der Attert und in dessen tiefen linken Nebentälern, wie beispielsweise bei Nagem, Ell, Colpach auftreten, darf man schlußfolgern, daß der Untere und Mittlere Muschelkalk weiterhin nach Westen bis über die Landesgrenze anhält. Was man hier zum Unteren und was zum Mittleren Muschelkalk zu stellen hat, läßt sich nicht sicher entscheiden und wenn im obern Atterttal auf der geologischen Spezialkarte der erstere bei Ell auskeilt, während letzterer bis westlich Colpach weiterzieht, so beruht diese Annahme nur auf einer Wahrscheinlichkeit.

Mächtigkeit des Unteren Muschelkalkes : Im Bohrloch Bad-Mondorf 26 m ; am südlichen Stromberg 35 m ; bei Born 40 m ; bei Echternach 50 m ; bei Wallendorf 40 m ; am Herrenberg bei Diekirch im Mittel 26 m ; am Goldknapp bei Erpeldingen 23 m ; am Lopert bei Ettelbrück 17 m ; am Kochert bei Feulen 10 m ; bei Pratz 10 m.

Wasserführung des Unteren Muschelkalkes.

Für den Wasserhaushalt sind die Schichten des Muschelsandsteines zwar nur von lokaler Bedeutung, doch kann er bei günstigem tektonischem Bau mitunter starke Quellen liefern. Den Wasserstauer bilden die Grenzletten. Da der mittlere Teil der Stufe mergelig entwickelt ist, können sich zwei Wasserhorizonte, ein unterer und ein oberer, bilden. In Ehen liefert eine 30 m tiefe Bohrung aus dem Muschelsandstein rund 125 M/l Wasser. Bei Machtum tritt eine sehr starke Quelle an einer Verwerfung auf, die den Muschelsandstein in Kontakt mit den bunten Mergeln des Mittleren Muschelkalkes bringt. Auch an der untern Sauer haben wir bei Rosport, Hinkel und Moersdorf ergiebige Quellen, die ebenfalls auf Verwerfungen gleicher Anordnung auftreten. Die Quellen haben eine Schüttung von 200 bis 350 Minutenliter.

Zwischen der untern Our und Ettelbrück sind die am Fuße des Muschelsandsteines austretenden Quellen ziemlich bescheiden, und übersteigen kaum eine Schüttung von 100—150 M/l. Westlich Ettelbrück, wo unterer und mittlerer Muschelkalk eine ununterbrochene sandige Suite von über 30 m Mächtigkeit besitzen, kann bei günstiger Lagerung der Wasserreichtum recht bedeutend sein. Starke Quellenaustritte, beobachtet man in der untern Schankengraecht, bei Vichten, bei Ospern. Die Härte des Wassers beträgt 28—38 französische Härtegrade.

Landschaftsformen des Unteren Muschelkalkes.

Das Ausgehende des Muschelkalkes ist auf die Täler der Mosel und Sauer beschränkt, in denen er den untern Teil der Talgehänge bildet. Als selbstständige Landschaftsform tritt er also, ebensowenig wie der Buntsandstein, bei uns nicht auf. An den Talgehängen bildet er einen untern Steilanstieg, über welchem sich die leicht talwärts geneigte Plattform der Mergel des Mittleren Muschelkalkes ausbreitet. Darüber steigt ein zweiter Steilhang auf, der aus dem Oberem Muschelkalk gebildet wird. Durch dieses Zurückweichen des oberen Steilanstieges erhalten diese Täler ihre charakteristische Form. Zwischen der untern Our und Ettelbrück haben wir im mittleren Sauer-

tal bei der gleichen petrographischen Zusammensetzung die gleichen Geländeformen, wie man dies treffend im Sauerthal am Niederberg, Herrenberg, Goldknapp sowie auch über dem rechten Sauerufer in der Umgegend von Ettelbrück beobachtet.

Wegen der Zusammensetzung aus Sandstein, Dolomit und Mergel bildet sich bei der Verwitterung ein mittelschwerer, kalkiger Boden, welcher an der Mosel und untern Sauer der Rebe sehr zusagt, an der mittleren Sauer aber, wegen des steilen Gehänges, vielfach Wald oder Weiden trägt.

Westlich des Pratzertales liegt der Muschelsandstein meistens so tief, daß er landschaftlich nicht in Erscheinung tritt.

2. MITTLERER MUSCHELKALK (mm) oder ANHYDRITGRUPPE.

Historisches.

In dem Werke: « Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz, » welches die Grundlage für die Gliederung der linksrheinischen Trias bildet, werden die bunten Mergel mit Gips als ein Anhang zu dem bunten Sandstein aufgefaßt. Der Muschelkalk umfaßt nur den Kalkstein über diesen Mergeln. Auch STEININGER (1828) stellt diese Mergel mit Gips zwischen Muschelkalk und den bunten Sandstein. Auf den französischen Karten von Lothringen wurden dieselben unter dem Einfluß von E. DE BEAUMONT zum grès bigarré gestellt.

In dem wichtigen Werke ALBERTI'S « Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteines, Muschelkalkes und Keupers » aus dem Jahre 1834 wird der mitteldeutschen Trias zum ersten Male eine scharfe Fassung gegeben. Darin werden die bunten Mergel mit Gips und Steinsalz und darüber die dolomitischen Schichten als zwei Stufen aufgestellt, als « Anhydritgruppe » zusammengefaßt und zum Muschelkalk gestellt. Dieser setzt sich von unten nach oben zusammen aus: 1) Wellenkalk 2) Anhydritgruppe 3) Muschelkalk von Friedrichshall. LEVALLOIS wies 1846 nach, daß in Lothringen die bunten Mergel mit Gips, die nur durch eine Folge von hellen Sandsteinen und Mergeln vom bunten Sandstein getrennt sind, ebenfalls zum Muschelkalk gestellt werden müssen, wenn man den Lothringer Muschelkalk mit dem rechtsrheinischen in eine Parallele stellen will. LEVALLOIS nahm aber an, daß der Wellenkalk in Lothringen fehle. Erst durch die Arbeiten von E. WEISS wurde der Beweis erbracht, daß der Wellenkalk im Saargebiet durch den Muschelsandstein vertreten ist. Bei MORIS (1854) und bei N. WIES (1877) ist die Auffassung E. DE BEAUMONT'S beibehalten und die bunten Mergel nebst dem Muschelsandstein sind zum Buntsandstein gezogen. In einer Arbeit von 1869 wurde von E. WEISS nachgewiesen, daß auch im Luxemburgischen Muschelsandstein und Anhydritgruppe vertreten sind und zum Muschelkalk zu ziehen sind, was dann auf der VAN WERVEKE'Schen Übersichtskarte von Luxemburg (1887) zur Darstellung kam.

Gebiet der normalen Entwicklung.

Auch der Mittlere Muschelkalk tritt in dem Gebiete des Luxemburger Landes in zwei Fazies auf.

Im Gebiete der Mosel, der Sauer bis nach Ettelbrück hinauf und der untern Alzette ist er in der gleichen Fazies wie in Lothringen entwickelt, die wir als die normale Ausbildung bezeichnen dürfen. Von Ettelbrück ab nach Westen beobachten wir im Tale der Wark und der obern Attert sowie in ihren von Norden herkommenden Nebentälern eine sandige Ausbildung.

a) Normale Ausbildung.

Im Gebiete der normalen Ausbildung unterhalb Ettelbrück lassen sich zwei Abteilungen auseinanderhalten:

Unten eine mergelige Schichtenfolge mit Steinsalz pseudomorphosen und mit Gipseinlagerungen, die besonders im oberen Teile dieser Abteilung vielfach abbauwürdige Lager bilden und die wir als die Abteilung der Gipsmergel bezeichnen (mm¹).

Darüber folgen Dolomite, die *Lingula tenuissima* führen, und deshalb als Linguladolomit abgetrennt werden. (mm²).

Wie alle aus weichem Material zusammengesetzten Schichtenstufen, die zwischen zwei widerstandsfähigeren Massen eingeschlossen sind, bildet auch die Abteilung der Gipsmergel (mm¹) eine sanft ansteigende Plattform über welcher sich der Steilanstieg des Obern Muschelkalkes erhebt. Der eigene Verwitterungsboden der Gipsmergel verbleibt auf der flachen Oberfläche und dazu häuft sich der Schutt, der sich darüber erhebenden Felsmasse, so daß die Festlegung der genaueren Schichtenfolge der Abteilung der Gipsmergel meistens sehr erschwert ist. Wir bringen deshalb als Normalprofil das Profil aus dem Bohrloch 1913 von Bad-Mondorf, welches zwischen 318 und 430 m Tiefe im Mittleren Muschelkalk steht. Zwischen 318 und 389 m liegen einige Bohrkerne vor. Von 389 m ab bis zur Tiefe von 513 m ist das Bohrloch ausschließlich als Kernbohrung hinuntergebracht worden.

Der Linguladolomit reicht von 318 bis 334 m. Die Abteilung der Gipsmergel umfaßt von 334 bis 374 m vorherrschend graues Gestein mit Gips, von 374 m abwärts herrschen die roten Farben vor. Der Gips tritt hier meistens in Anhydritknötchen und als Fasergips auf. (Siehe Tabelle Nr. III.)

Zur petrographischen Ausbildung beider Abteilungen des Mittleren Muschelkalkes ist zu bemerken:

Der Gipsmergel besteht im untern Teil aus bunten, vorherrschend roten, violettroten und grauen Mergeln mit dünnplattigen, grünlichen oder grauen Dolomiten mit Steinsalzpseudomorphosen. Gips tritt meistens in Schnüren und als Fasergips auf. Oben herrschen die grauen Farbtöne vor und der Gips bildet abbauwürdige Stöcke und Linsen. Tierische Reste sind m. W. in unserm Gebiete noch nicht in den Gipsmergeln beobachtet worden.

Der Linguladolomit ist ein dünnplattiger Dolomit von hellgrauer Farbe, dicht oder zellig, im Bruch und Aussehen an Steinmergel erinnernd. Die hellgraue bis grauweiße Farbe sticht bei guten Aufschlüssen gegen den rauchgrauen, oft mit schwarzen Tonhäuten durchsetzten, wulstigen Trochitenkalk ab. Mancherorts, wie beispielsweise bei Niederdonven oder östlich Kapenacker sind zellige Dolomite schön ausgebildet. Manche Handstücke sind so porös, daß sie im Aussehen fast an Bimstein erinnern. *Lingula tenuissima* ist nicht gerade häufig.

Unmittelbar unter dem Linguladolomit, der dann das Hangende der Lager bildet, treten vielfach größere Gipsvorkommen in Linsen und Stöcken auf, so bei Schengen an der Ostseite des Stromberg, bei Machtum, bei Mörsdorf an der untern Sauer, bei Girst, nördlich Girsterklaus, bei Rosport, bei Reisdorf, Bettendorf, am Herrenberg bei Diekirch. Manche derselben sind bereits stark abgebaut. Der Gips ist meistens rein und enthält nur wenige Prozent von tonigen und kalkigen Beimischungen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 3—7 m. Der hangende Dolomit bildet ein vorzügliches Dach. Die in den bunten Mergeln auftretenden Lagen von Fasergips sind meistens stark mit Mergel durchsetzt und von geringer Mächtigkeit. Von Wasserliesch und von Igel bei Trier wird das Auftreten von Steinsalz in dünnen Lagen und im Gemenge mit Anhydrit erwähnt. (STEININGER 1828, MOR S 1854.)

Im Bohrloch bei der Kreuzkapelle bei Echternach zeigen die Proben von 57 m bis 141 m Tiefe Dolomite, bunte Mergel und Gips. Die nächst höhere Probe von 32—37 m besteht aus Kalk, die nächst tiefere zeigt hellgrünen, dolomitischen Sandstein. Zum Mittleren Muschelkalk gehören mit großer Wahrscheinlichkeit die Schichten zwischen 50 und 150 m, die Mächtigkeit wäre also 100 m.

Ein interessantes Bild bietet uns die Entwicklung des Mittleren Muschelkalkes in dem Bohrloche von Longwy (Tabelle Nr. I). Nach der durch L. VAN WERVEKE revidierten Zuteilung der Bohrproben gehören die Bohrkerne von 577 bis 682 m Tiefe zum Mittleren Muschelkalk, der somit eine Mächtigkeit von 105 m aufweist. (Bad-Mondorf 112 m, Echternach 100 m). Im Bohrloch von Longwy treffen wir gegen die Basis 0.10 m, gegen das Hangende 0.70 m Konglomerat an. Sonst setzt sich der Mittlere Muschelkalk hier aus bunten Tonen mit dazwischen gelagertem Dolomit und Sandstein zusammen und ist stark gipsführend. Der Muschelsandstein hat 34 m, der Voltziensandstein 17 m, beide führen ebenfalls Gips und untergeordnet Gerölle, während der tiefere Buntsandstein (Mächtigkeit 15 m) und das obere Rotliegende (25 m) viele und große Gerölle führen. Das zeigt auf die Einwirkung eines nahen Festlandes, aber auch auf einen Bereich kräftiger Senkung mit sehr angeregter Sedimentation hin, sowie auf ein kräftiges Übergreifen einer Transgression, die seit Beginn der Ablagerung nach Westen fortschreitet.

2) Sandige Entwicklung.

Zwischen der untern Our und Ettelbrück ist die Entwicklung normal. Gipsmergel und Linguladolomit lassen sich gut auseinanderhalten, die Mächtigkeiten nehmen erst in der Umgebung von Ettelbrück rasch ab. So haben wir beispielsweise am mittleren Niederberg über Bettendorf 62 m, davon 4—5 m Linguladolomit, am Herrenberg bei den Gipsbrüchen 62 m, an der Westseite 56 m, am Goldknapp 42 m, am östlichen Lopert 36 m und am Kochert über dem tiefen Straßeneinschnitt 19.50 m.

Am Kochert, zwischen Feulen und Ettelbrück, vollzieht sich der Übergang von der mergeligen in die sandige Fazies.

Am östlichen Kochert haben wir folgendes Profil:

Lingulaschichten:		
1)	Mergel und steinmergelartiger Dolomit	0.35 m
2)	Grauer Sandstein, wechselnd mit grauen und gelben schieferigen Mergeln	0.60 m
3)	Gelblicher, toniger und sandiger Dolomit mit Fischschuppen, Knochenresten und <i>Lingula tenuissima</i>	0.60 m
Gipsmergel:		
4)	Hellgrauer, fein- bis mittelkörniger, glimmerführender Sandstein mit Kieselknollen und Tongallen	1.50 m
5)	Grauer, feinkörniger Sandstein	} mit Steinsalzpseudomorphosen
6)	Grauer, dichter Dolomit	
7)	Dunkelbrauner, grobkörniger Sandstein	
8)	Roter und blauer Sandstein mit Mergelschichten	ca 12 m.
		18 15 m

Da der Einschnitt und der Steinbruch, in denen dieses Profil aufgestellt wurde, heute vollständig verrutscht und bewachsen sind, habe ich dasselbe, wegen seiner Wichtigkeit, nach VAN WERVEKE (1887) p. 23 und GOETZ (1914) p. 355 mitgeteilt. Die Versandung hat also bereits am Ostabhang des Kochert eingesetzt. 2 km weiter nach SW, am entgegengesetzten Ende des langgezogenen Höhenzuges des Kochert, am Wege von Oberfeulen nach dem Karlshof, sieht man unter dem Trochitenkalk hellroten, sandigen Mergel mit *Lingula tenuissima*, sowie gelben, porösen Dolomit, zusammen 1.10 m mächtig. Tiefer folgen roter, mergeliger Sandstein, 2 m; hellroter, unebenschichtiger, fester, sandiger Mergel 0.40 m; roter, feinkörniger, lagenweise grün gefärbter, plattiger Sandstein, dessen Liegendes nicht mehr aufgeschlossen ist.

Am Wege von Merzig zum Karlshof tritt noch einmal unter dem Obern Muschelkalk rötlicher, dichter Dolomit mit vereinzelt Exemplaren von *Lingula tenuissima* auf. Darunter folgen rötliche Sandsteine und Mergel und tiefer brauner und grünlicher Sandstein. Der Kontakt mit dem Buntsandstein ist nirgends erschlossen.

Weiter westlich treten dann zwischen dem Obern Muschelkalk und dem Buntsandstein Schichten auf, die als Vertreter des Unteren und Mittleren Muschelkalkes aufzufassen sind, ohne daß eine scharfe Grenze zwischen diesen beiden Stufen zu ziehen ist.

So beobachtet man am Kockelberg bei Merzig:

Oben: rötliche Dolomite mit reicher Fossilführung (1). Dann folgt eine Suite von dolomitischem Sandstein mit eingeschalteten bunten Mergeln, die nach oben vorherrschen (2). Tiefer beobachtet man eine feste, rötliche Dolomitbank, in welcher weiter östlich *Lingula tenuissima* vorkommt (3). Darunter tritt brauner und grünlicher Sandstein ohne Geröll auf (4).

(1) und (2) entsprechen dem Obern, (3) und (4) dem Mittleren Muschelkalk.

Weiter nach Westen, zwischen Merzig und Grosbous, am Nordostende der «Merziger Seitert» beobachtet man in einer Sandgrube folgendes Profil:

Oben: Rote, plattige Dolomite, reich an Fossilien (*Myophorien*, *Gervillien*, *Terebrateln*), die Vertreter des Obern Muschelkalkes (Nodosus-Schichten).

Darunter folgen:

Bunte, vorherrschend rote, mergelige Sande	2.00 m.
Dolomitische Sandsteine mit einzelnen Lagen von knolligen, grünlichen Dolomiten	1.50 m.
Bunte, sehr sandige Mergel.....	1.00 m.
Sandstein, oben grau, etwas dolomitisch und unebenschichtig, unten rötlich und gut gebankt, mit vereinzelt Geröllen	6.00 m.

Auch hier liegt der Buntsandstein viel tiefer und ist nicht aufgeschlossen.

An der Straße von Grosbous nach Vichten, am nördlichen Rande des Waldes, trifft man unter den rötlichen Dolomiten mit Fossilien, den Vertretern des Obern Muschelkalkes, ebenfalls Sandstein, oben grau mit vereinzelt Geröllen, unten grünlich mit reichlicher Gerölführung.

Ein gleiches Profil trifft man rund um den Talkessel von Vichten an und endlich haben wir das vollständige Profil aus der Schankengraecht bei Pratz, das bereits bei der Besprechung des Untern Muschelkalkes gegeben wurde. Es ergibt sich aus allen diesen Profilen, daß westlich vom Kochert, wo der Mittlere Muschelkalk noch gut zu identifizieren ist, der Gipsmergel zuerst vollständig versandet und daß westlich Merzig auch der Linguladolomit nicht mehr zu erkennen ist. Aber zwischen dem Obern Muschelkalk und dem Buntsandstein liegt eine Suite von Sandsteinen, die nach Westen grobkörniger werden und Gerölle führen, also Uferbildungen darstellen, die aber nach ihrer geologischen Position den Mittleren und Untern Muschelkalk vertreten. Diese Sandsteine lassen sich nach Westen bis an die belgische Grenze hin verfolgen, wo sie dann auskeilen. (Vgl. p. 53).

Die Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalkes beträgt in Lothringen im Mittel 100 m, im Bohrloch von Bad-Mondorf 111 m, am Stromberg 65 m, im Bohrloch von Longwy nach der Deutung der Schichten von VAN WERVEKE 104 m, bei Echternach 100 m, bei Bollendorf 110 m, bei Ammeldingen 80 m, bei Bitburg 60 m, bei Bettendorf 60 m, am Herrenberg 62 m, am Goldknapp bei Erpeldingen 42 m, am Lopert bei Ettelbrück 36 m, am Kochert bei Feulen 19.50 m, bei Pratz 19 m. Davon entfallen auf den Linguladolomit in dem Gebiete der Mosel 8—10 m, bei Reisdorf 4—5 m, am Herrenberg 3—4 m, am Lopert 2 m, bei Merzig 1 m.

Breite der Uferfazies.

Die Küste des Triasmeeres verlief ungefähr in der Nord-Südrichtung gegen das im Westen gelegene Ardener Festland. Die Fazies des Mittleren Muschelkalkes ist normal bis an den Ostrand des Kochert; hier wird sie sandig. Der Mittlere Muschelkalk ist aber bis an den Weg Oberfeulen—Karlshof als solcher gut zu erkennen. Bis hierhin reicht das Übergangsgebiet zur rein sandigen Ausbildung. Weiter westlich besteht eine ausgesprochene Uferbildung, die nur durch ihre Lage zwischen zwei gut gekennzeichneten Stufen als Mittleren Muschelkalk gedeutet werden kann. Am Ostrand der «Merziger Seitert» treten vereinzelt Gerölle darin auf, die nach Westen so zunehmen, daß sie in der «Schankengraecht» bei Pratz eine geschlossene Konglomeratlage bilden. Die Entfernung der einzelnen Aufschlüsse beträgt in der Ost-Westrichtung vom Wege Oberfeulen—Karlshof bis zum Kockelberg bei Merzig 2,7 km, bis zum NE-rand der Merziger Seitert 3.2 km, bis in die Schankengraecht 6.4 km, bis Niedercolpach 15 km. Die Breite der Uferbildung ist demnach rund 15 km.

Die Versteinerungen sind im Mittleren Muschelkalk selten und auf die oberen Dolomite beschränkt. Diese enthalten *Lingula tenuissima* BRONN, ab und zu Fischschuppen und Knochenreste. Am Kochert wurde in dem beschriebenen Aufschluß von Prof. ROBERT aus Diekirch ein Zahn von *Hybodus* gefunden.

Heraushebungen des Mittleren Muschelkalkes (mm).

Wie der Muschelsandstein, dem er sich in der Entwicklung der Mächtigkeiten und in der Veränderung der Gesteinsbeschaffenheit parallel verhält, taucht auch der Mittlere Muschelkalk nur an den flachwelligen und weitspannigen Aufwölbungen im Mosel- und untern Sauerthal und am Rande des Oeslings infolge der flexurartigen Heraushebung auf.

Wir beobachten von Süden nach Norden :

- 1) Herausheben am Ost- und Südhang des Stromberges im Gebiete des Sattels von Sierck, im Norden und Westen des Stromberges Absinken längs einer Verwerfung.
- 2) Zwischen Schengen und Ehen Absinken unter das Niveau des Moseltales in einer flachen Mulde.
- 3) Auftauchen zwischen Ehen und Deisermühle in einer horstartigen Heraushebung, die parallel dem Moseltal verläuft.
- 4) Zwischen Deisermühle und Mörsdorf an der untern Sauer Untertauchen unter das Flußbett. Im Syrtal östlich Manternach horstartige Heraushebung an Verwerfungen, die südlich Mörsdorf das Sauertal schneiden.
- 5) Im Sauertal neues Herausheben an dem Sattel von Born zwischen Mörsdorf und Echternach.
- 6) Einsinken in der Weilerbacher Mulde zwischen Echternach und Wallendorf.
- 7) Herausheben am ganzen Südrande des Oeslings von der Our bis zur belgischen Grenze, wo die Formation auskeilt.

Technische Verwendungen. Über das Auftreten von Gipslinsen unmittelbar unter dem Linguladolomit ist bereits höher hingewiesen worden.

DER OBERE MUSCHELKALK (mo).

Historisches und Umfang der Formation.

In J. STEININGERS Arbeiten von 1819 und 1822, die auch unser Gebiet umfassen, wird unter der Bezeichnung « jüngerer Flözalk » neben Oberem Muschelkalk auch Jurakalk und sogar der oberdevonische Kalk bei Prüm zusammengefaßt.¹⁾ Nachdem die Arbeit von v. OEYNSHAUSEN, v. DECHEN und v. LAROCHE: « Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz » (1825) Klarheit in die Gliederung der linksrheinischen Trias gebracht hatten, wandte J. STEININGER (1828) die dort gegebene Gliederung auch auf das Luxemburger Gebiet an. Er scheidet zum ersten Mal in unserm Gebiet eine « Muschelkalkformation » aus, deren Verbreitung auch richtig angegeben ist. Von Echternach erwähnt er den ersten *Ceratites nodosus*. Der Muschelkalk umfaßt das, was heute gemeinhin als « Oberer Muschelkalk » oder « Hauptmuschelkalk » abgetrennt wird. Eine weitere Gliederung des Muschelkalkes in diesem Umfang wird weder in dem grundlegenden Werke ALBERTI'S (1834) noch auch in den Arbeiten der Lothringer Geologen versucht. Erst E. WEISS (1864, 1869) hat auf Grund paläontologischer Merkmale im Saargebiet im Obern Muschelkalk unten den Trochitenkalk, oben den Nodosuskalk unterschieden. In Lothringen trennte BENECKE (1877) noch eine Abteilung nach oben ab, die er als « Dolomitische Region » bezeichnete, fügte aber hinzu, daß dieser Name nur ein Notbehelf sei (1877, p. 597). Diese Einteilung ist auf der VAN WERVEKE'schen Übersichtskarte der südlichen Hälfte Luxemburgs (1887) zur Anwendung gekommen, auf welcher im Obern Muschelkalk unterschieden werden: Trochitenschichten, Nodosusschichten und Schichten der Dolomitischen Region.

Auf den Blättern der geologischen Spezialkarte von Preußen 1 : 25.000 werden die Schichten der Dolomitischen Region unter der Bezeichnung: « Untere Dolomite » vom Muschelkalk abgetrennt und zum Untern Keuper gestellt. Diese Dolomite schließen sich aber in unserm Gebiete, in Lothringen und auch in den anstoßenden Teilen der Rheinprovinz nach ihrem paläontologischen Inhalt und der petrographischen Ausbildung so eng an den Muschelkalk an, daß sie bei diesem zu belassen sind. Noch mehr: VAN WERVEKE wies zuerst darauf hin, daß nicht nur die Schichten der Dolomitischen Region, sondern auch die unter der Bezeichnung « Unterer Keuper » oder « Lettenkohle » zusammengefaßten « Bunte Mergel » und « Grenzdolomit » faunistisch, orographisch und petrographisch dem Muschelkalk viel näher stehen als dem Keuper und zu ersterem zu stellen sind. Was also auf den geologischen Spezialkarten 1 : 25.000 der Rheinprovinz als « Lettenkohle » die Abteilungen: Untere Dolomite, bunte Mergel und Grenzdolomite umfaßt, soll unter der Bezeichnung: « Schichten mit *Myophoria Goldfussi* » dem Obern Muschelkalk angefügt werden. (1887, Erläuterungen, p. 35).

¹⁾ STEININGER, J. — 1819: Geognostische Studien am Mittelrhein. — Mainz 1819.

STEININGER, J. — 1822: Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rhein und der Maas. Mit erläuternden Bemerkungen. — Mainz 1822.

Der gleiche Vorschlag wurde 1898 auch von BENECKE gemacht.¹⁾ E. SCHUMACHER bringt in den Erläuterungen zu Blatt Pfalzburg ein Normalprofil, in welchem die «Schichten mit *Myophoria Goldfusse*», umfassend die «Untern Dolomite», die Bunten Mergel und der Grenzdolomit zum Obern Muschelkalk gestellt werden.

Auch auf den Blättern 1 : 25.000 des «Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine» (siehe z. B. Blatt Wasselonne, 1937) wurde neben den «Dolomitischen Schichten» die Lettenkohle (Bunte Mergel und Grenzdolomit) zum Obern Muschelkalk bezogen.

Diese Zuteilung des «Untern Keupers» im Sinne der VAN WERVEKE'schen Übersichtskarte des Großherzogtum Luxemburg (1887) zum Obern Muschelkalk ist auch in der vorliegenden Arbeit sowie auf der geologischen Spezialkarte Luxemburgs zur Anwendung genommen.

Nomenklatur der einzelnen Abteilungen des Obern Muschelkalkes.

Die unterste Abteilung des Obern Muschelkalkes, der Trochitenkalk, trägt wegen einzelner, in verschiedenem Niveau sich einstellenden Bänke, die mit Crinoidenstielgliedern, den sogenannten Trochiten, erfüllt sind, ihre Bezeichnung mit Recht.

Die Abgrenzung der folgenden Abteilung, der Nodosusschichten, beruht mehr auf einem negativen Merkmal, auf dem Fehlen von Trochiten, als auf dem Vorkommen der leitenden Form des *Ceratites nodosus*, die im Luxemburger Gebiet äußerst selten ist. Hier sind bis 1943 folgende Exemplare von *Ceratites nodosus* und verwandten Arten bekannt geworden :

1) In der Sammlung der geologischen Landesanstalt in Straßburg befinden sich : 1 Stück aus Trochitenkalk bei Echternach (VAN WERVEKE, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtum Luxemburg, 1887, p. 27) ; 1 Stück aus den Nodosusschichten des Lopert bei Ettelbrück (BENECKE, Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg, 1877, p. 687) ; 1 Stück aus dem dolomitischen Sandstein von Gilsdorf (VAN WERVEKE, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtum Luxemburg, 1887, p. 32) ; mehrere schlecht erhaltene Exemplare von *Ceratites* aus steinmergelartigem Gestein am Kochert bei Feulen (BENECKE, Über die Dolomitische Region in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. — Mitteil. der geol. L. A. von Els.-Lothr. Bd. IX, Heft, Straßburg 1914.

2) C. GOETZ fand *Ceratites flexuosus* in den Trochitenkalken an der Nuck bei Ettelbrück (GOETZ, 1914, p. 378) ; G. FABER hat 1931 1 m unter dem Dache des dolomitischen Sandsteines von Gilsdorf einen schlecht erhaltenen *Ceratites nodosus* gefunden (Luxemburger Landesmuseum, Nr. 312 der paläontologischen Sammlung).

Weiter befinden sich im Landesmuseum, Abt. geol. Sammlung : 1 Abdruck aus dem Nodosuskalk beim Rodenhof bei Echternach, aufgefunden durch M. HEUERTZ 1935 ; Nr. 324 ; 1 Exemplar aus der Sammlung des Athenäum Luxemburg, erwähnt bei WEISS, 1869, unter Nr. 311 ;

2 Exemplare vom Lopert von Ettelbrück, Nr. 822 und 823, wahrscheinlich aus der Sammlung J. ROBERT.

1 Exemplar von *Ceratites (dorsoplanus?)* aufgefunden von M. LUCIUS in dem dolomitischen Sandstein von Vichten, (1939), der Sammlung leihweise überlassen.

Außerdem wird bereits von J. STEININGER (1828) ein *Ceratites nodosus* von Echternach erwähnt.

Ceratites- und *Nodosusschichten*, welche die Hauptmasse der Kalkfelsen der Formation ausmachen, können als eine Unterabteilung «Hauptmuschelkalk» im Obern Muschelkalk zusammengefaßt werden.

Den Namen «Dolomitische Region» hat BENECKE als «Notbehelf» aufgestellt, und denselben 1914 wieder abgerufen, weil er diese Dolomite nicht mehr als gesonderte Stufe, sondern als eine Fazies des Muschelkalkes auffaßte. Die «Dolomitische Region» bildet in unserm Gebiete, wie später dargelegt wird, eine besondere Stufe, und muß als solche einen Namen erhalten. VAN WERVEKE hat den Namen «Untere Dolomite» vorgeschlagen, der auch auf der geologischen Spezialkarte 1 : 25.000 von Preußen zur Anwendung kommt. Aber da diese Schichtenfolge nur im Gebiete der Mosel und untern Sauer als Dolomit, am Südrande des Oeslings als Sandstein entwickelt ist und auch die Trochiten- und Nodosusschichten aus Dolomiten bestehen, möchte ich

¹⁾ BENECKE, E. W. : Lettenkohlegruppe u. Lunzer Schichten. — Bericht der Naturforsch. Ges. Freiburg. Bd. 10, 1898 ; p. 135.

deshalb die neutrale Bezeichnung: « Grenzsichten » gebrauchen. Sie führen noch Ceratiten, wie der Nodosuskalk, dazu aber auch *Myophoria Goldfussi*, die noch in dem höher liegenden « Grenz dolomit » vorkommt, im Keuper aber nicht mehr auftritt. Sie liegt also nach ihrem Fossilgehalt auf der Grenze von Hauptmuschelkalk und den « Schichten mit *Myophoria Goldfussi* ». Die Bezeichnung dieser obren Schichten nach diesem Fossil ist gerechtfertigt, aber wohl etwas schwerfällig und kann durch « Myophorienschichten » ersetzt werden. Zur Erleichterung des Vergleichs mit der ältern Litteratur sollen dann Abkürzungen beigefügt werden, welche die frühere Einbeziehung zum Untern Keuper dartun. Auch auf der geologischen Spezialkarte Luxemburgs sind diese Abkürzungen angewandt worden.

Wir erhalten dementsprechend im Obern Muschelkalk (mo) folgende Gliederung :

Oberer Muschelkalk	Myophorien-Schichten	Grenzdolomit (ku ²) Bunte Mergel (ku ¹) Grenzsichten (mo ₃)
	Hauptmuschelkalk	Nodosuskalk (mo ²) Trochitenkalk (mo ¹)

Ausdehnung und Anordnung des anstehenden Hauptmuschelkalkes.

Der Hauptmuschelkalk bildet gleichsam das Gerüst der Landschaft im Gebiete der Mosel, sowie der untern und mittleren Sauer bis hoch in die Täler ihrer Zuflüsse hinein. Im äußersten Südosten des Landes bestimmt der Hauptmuschelkalk die Form des Stromberges, sinkt aber an der bedeutendsten Verwerfung des Landes so tief ab, daß in unmittelbarer Nähe des Westhanges des Berges, an der 250 m-Höhenlinie, die Basis des Trochitenkalkes und die Gryphitenkalke in der gleichen Ebene liegen. Nördlich dieser Verwerfung beginnt die Mulde von Remerschen, welche die « Roten Gipsmergel » (km²) in das Niveau des Moseltales (140 m N.N.), also etwa in das gleiche Niveau wie die Devonklippen in der Mosel bei Schengen bringt. Erst bei den südlichsten Häusern von Remich hebt sich der Hauptmuschelkalk wieder in einer flachen Aufwölbung auf kurze Strecke, bis etwas unterhalb Remich, wieder heraus, um von einer kleinen Mulde abgelöst zu werden, die nördlich Stadtbredimus an einer unbedeutenden Verwerfung endigt. Nördlich Stadtbredimus setzen dann im Moseltal die staffelförmig angeordneten, tektonisch angelegten Horste und Gräben durch, die östlich und westlich des Flußlaufes das Mesozoikum in lange, schmale Streifen zerlegen. Sie verlaufen in ihrer allgemeinen Richtung parallel zum Moseltal und parallel zum Westrand des Hunsrück. Durch diese auffällige Zerstückelung finden wir in den linken Nebentälern der Mosel, insbesondere im Tale von Greiveldingen, von Canach und von Gostingen in mehrfacher Wiederholung den Hauptmuschelkalk bis weit in das Innere des Landes anstehend. Während aber im Trintinger Tal nur über dem Dorfe Bous der Hauptmuschelkalk in einem kleinen Gebiete auftaucht, beherrscht er das Landschaftsbild zwischen Canach—Gostingen—Kapenacker. Dieser hohen Lage des Obern Muschelkalkes im Innern des Landes entspricht der Scheitelpunkt der Heraushebung des Muschelsandsteines zwischen Nittel und Ahn im Moseltal. Zwischen Deisermühle und Wasserbillig liegt dann ein flaches Absinken, doch bleibt der Hauptmuschelkalk über dem Niveau des Moseltales, steigt aber kaum noch über das Niveau des Unterlaufes der Seitentäler herauf.

Im Sattel von Born kommt der Hauptmuschelkalk in der Oberflächengestaltung zu voller Entfaltung und drängt bis in das mittlere Syrtal hinauf und in dessen nördlichen Seitentälern an die Oberfläche. Infolge der Erhebung von Born steht er noch in der Umgebung von Olingen, Breinert und Berburg an.

Obwohl der Sattel von Born das von Verwerfungen am meisten zerhackte Gebiet unsers Landes bildet, ist doch die Sattelform maßgebend für die Verbreitung des Muschelkalkes. Es geht daraus hervor, daß die faltende Bewegung das Primäre und Bestimmende für die Grundzüge der Tektonik des Gebietes unsers Sedimen-

tationsraumes ist. Ebenso beherrschen an der Mosel die Verwerfungen die Tektonik nur scheinbar. Auch hier ist die faltende Bewegung das primäre und maßgebende Element. Sehen wir uns die Raumverteilung des Muschelkalkes westlich der Mosel näher an, so ergibt sich, daß die nach Westen weiter vorgeschobenen Heraushebungen desselben, unbeeinträchtigt durch die Richtung der Horste, auf der Verlängerung der Sattelbildungen des Hunsrückmassives liegen, die NE—SW, also in der variscischen Richtung, streichen, während die Verwerfungen parallel dem westlichen Hunsrückrand und somit parallel dem Streichen der Eifelsenke, in der rheinischen Richtung, d. i. SSW—NNE, verlaufen. Auf der Übersichtskarte des Deutschen Reiches, 1 : 200.000, Blatt Mettendorf-Trier, bearbeitet von A. LELPLA, 1919, sehen wir den «Moselsattel» des Hunsrückmassives etwas südlich des Moseltales von Zeltingen an der Untermosel, südlich Trier und bis Wawern an der untern Saar verlaufen. In dessen Verlängerung liegt die Aufwölbung des Muschelsandsteins von Nittel-Ahn und die Aufwölbung des Hauptmuschelkalkes von Canach-Gostingen. Ebenso liegt die Mulde Remich-Schengen in der Verlängerung der Mulde des mittleren Hunsrück, die von NE herziehend, bei Saarburg an die Saar heranreicht.

In der Hauptmulde des Luxemburger Gebietes, der Weilerbacher Mulde, sinkt der Hauptmuschelkalk so tief unter, daß nur der obere Teil des Steinmergelkeuper über der Talsohle liegt, hebt sich am Nordflügel aber bei Grundhof wieder heraus, um an einer, in variscischer Richtung streichenden Verwerfung wieder in die Tiefe zu versinken.

In dem Triasgebiet zwischen dem Südrande des Oeslings und dem Nordrand der Luxemburger Liasplatte wird die Morphologie der Landschaft zwischen der untern Our und der untern Alzette durch den Hauptmuschelkalk bestimmt. Die seltenen Verwerfungen verlaufen in der SW—NE-Richtung und sind so unbedeutend, daß sie das Gerüst der Landschaft nicht beeinflussen, deren Grundzüge allein durch die schwache flexurartige Bewegung am Südrande des Oeslings bestimmt werden.

Aus Gründen der palaeontologischen und petrographischen Zusammengehörigkeit gliedern wir den Oberen Muschelkalk in zwei Schichtengruppen: den Hauptmuschelkalk und die Myophorienschichten. Auch orographisch lassen sich diese beiden Gruppen leicht auseinanderhalten. Palaeontologisch vermitteln die Grenzschichten den Übergang, petrographisch stehen sie im Gebiete der normalen Entwicklung dem Hauptmuschelkalk näher. Im Gebiete der sandigen Entwicklung am Südrande des Oeslings nimmt besonders die obere Gruppe eine Ausbildung an, die von der normalen vollständig abweicht.

Der Hauptmuschelkalk.

Der Hauptmuschelkalk umfaßt die Trochiten- und Nodosus-Schichten und besteht im Luxemburger Gebiet nicht aus Kalk, sondern aus Dolomiten, in welchen Mergel nur in ganz untergeordneten Lagen auftreten, die lokal aber ein bestimmtes Niveau einnehmen. Besonders einige Mergellagen, die sich, infolge der stärkern Verwitterung, deutlich an dem meist steile Felswände bildenden Hauptmuschelkalk abheben, liegen an der Grenze von Trochiten- und Nodosuskalk. Im Moseltal kann man dieselben fast überall wiederfinden. Sie bilden ein praktisch sehr brauchbares Hilfsmittel zur Festlegung einer sonstwie weder palaeontologisch noch petrographisch scharf ausgeprägten Grenze.

Die Trochitenschichten (mo¹)

Die Trochitenschichten bestehen im Gebiete der normalen Entwicklung aus dicken Bänken von dunkelgrauen, durch Verwitterung hellgelben Dolomiten, die teils dicht bis kristallin sind, teils eine Struktur aufweisen, die einer Oolithbildung gleicht. Über diese Scheinoolithe äußert sich E. COHEN¹⁾ wie folgt: «Der Trochitenkalk von Remich gleicht bei der Betrachtung mit unbewaffnetem Auge durchaus einem Oolith, obwohl die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß von einer Oolithbildung nicht die Rede sein kann. Die ganze Masse stellt sich als ein gleichmäßig feinkörniges Aggregat von Dolomitkörnern dar, in welchem das

¹⁾ E. COHEN: Neues Jahrb. für Mineral., Geologie und Palaeont. 1882 Bd. I, p. 178.

färbende Bitumen sich an kugelförmig begrenzten Partien konzentriert hat. » Der Autor hält es nicht für unwahrscheinlich, daß ursprünglich echte Oolithe vorlagen, die durch eine unbekanntere spätere Veränderung einer Umwandlung unterlagen. Häufig führen die Dolomite Glaukonit in kleinen runden Körnern, die bald mehr vereinzelt, bald dicht gedrängt in Lagen auftreten. Die ursprünglich dunkelgraue Farbe rührt von feinst vertheiltem Pyrit her, der bei der Verwitterung die gelbe Tönung hervorbringt.

Bezeichnend für die Trochitenschichten ist das lagenweise reichliche Auftreten von Stielgliedern des *Encrinus liliformis*, der sog. Trochiten, die durch ihre s, iegelnden, glänzenden Spaltflächen auf dem Querbruch des Gesteins leicht auffallen, bei der Verwitterung höckerartig hervortreten und dann deutlich als Stielglieder von Crinoiden zu erkennen sind. Kronen sind höchst selten und bis dahin nur in ganz vereinzelt Exemplaren gefunden worden. Man darf sagen, daß die Trochiten im untern Teil der Stufe häufiger sind als im obern Teil, doch lassen sich keine bestimmten Horizonte ausscheiden, wie es überhaupt schwer ist, die 20—30 m mächtige Dolomitmasse der Stufe weiter zu gliedern. Im allgemeinen sind die Bänke im untern Teile wulstig — unebenschichtig und mehrfach von dünnen Mergelschichten durchsetzt, die besonders nach unten hin häufig sind, so daß sie praktisch als Abgrenzung gegen die liegenden Linguladolomite verwandt werden können. Nach oben sind die Bänke regelmäßiger, die Schichtenflächen ebener, auch die Farben etwas heller. Während im untern und mittleren Teile Zonen mit Trochiten häufiger sind, herrschen im obern Teil die Muscheln mehr vor und Trochiten sind hier seltener, ohne aber auf ein bestimmtes Niveau beschränkt zu sein. Die Regel, den Nodosuskalk dort zu beginnen, wo die Trochiten aufhören, ist bei der petrographisch im allgemeinen gleichartigen Ausbildung beider Stufen ohne großen praktischen Wert und die Abgrenzung ist unbestimmt, wenn man nicht die gegen den mittleren Teil der Felswände auftretende Mergelschicht annehmen will. Aber auch dieses Hilfsmittel versagt oft auf größere Entfernung. Zu erwähnen sind die in verschiedenen Horizonten im Trochitenkalk auftretenden Chalcedonknollen von grauer Farbe und mit weißer Verwitterungsrinde. Sie sind von dichter Struktur und regelmäßiger Form; die für Chalcedon bezeichnende konzentrische Streifung ist nur selten angedeutet. Sie kommen aber nur in der südöstlichen Ecke des Landes vor. Stylolithbildung wird dagegen häufig angetroffen.

Der Nodosuskalk (mo²).

Während im Saargebiet über den Trochitenkalken die Nodosusschichten durch den Wechsel von Kalk- und Mergelbänken mit Vorkommen von *Ceratites nodosus* gut gekennzeichnet sind, lassen sich in unserm Gebiete die Trochitenkalke von den Nodosusschichten petrographisch kaum trennen. Die Ceratiden fehlen praktisch vollständig; auch Glaukonit kann lokal in beiden Abteilungen häufig auftreten. Die Trochiten scheinen in den Nodosus-Schichten vollständig zu fehlen, doch sind dieselben auch in den obern Lagen des Trochitenkalkes selten. Das Gestein der Nodosusschichten ist etwas heller und zeigt, besonders nach oben hin eine plattige Absonderung. Platten von 1.5—2 qm Fläche sind häufig und werden als Garten- oder Wegeeinfassung benutzt. Das Gestein zeigt oft großzellige, fast poröse Struktur. Zwischen diesen Platten treten vielfach dünne Mergellagen auf. Im Hangenden der Stufe werden die Mergel häufiger und nehmen oft eine rötliche Färbung an. Sie leiten zu den Grenzsichten über. Diese Merkmale gelten aber hauptsächlich für den obern Teil der Nodosusschichten; im untern Teile sind die Dolomite meist dickbankig, feinkörnig und dicht und von den Trochitenschichten kaum zu unterscheiden. Nur wenn man die Steilwände als Ganzes überblickt, gewinnt man eine Übersicht, wohin die Grenze zwischen beide Stufen zu legen ist. Die Trochitenschichten sind im allgemeinen klotziger und dickbankiger und zeigen gegen die obere Grenze eine Mergelschicht, die ein kleines Band an der Felswand bildet, das etwas Pflanzenwuchs trägt. Darüber erheben sich die Nodosusschichten, in ihrem untersten Teile auch dickbankig und mit steilem Abfall, aber bald mildert sich der Steilhang merklich, die einzelnen dünngebankten Platten heben sich deutlich ab und, weil sie mit dünnen Mergelbänken wechsellagern, brechen sie leichter ab und dadurch entsteht ein sanfterer Anstieg als bei gleichartiger Zusammensetzung der Felswand.

Der Hauptmuschelkalk wird durch zwei sich schneidende Kluftsysteme in große Blöcke zerlegt und ruht auf den weichen Schichten der Anhydritgruppe, was das Abbrechen von Felswänden an den Hängen begünstigt.

Deshalb sieht man an Talgehängen, wo die Steilwände in mehr oder weniger beträchtlicher Höhe liegen, ganze Felsmassen abgerutscht und in Einzelblöcken von großem Ausmaß auf der durch den Mittleren Muschelkalk gebildeten Plattform lagern wie dies beispielsweise zwischen Machtum und Grevenmacher der Fall ist.

Ihrer chemischen Zusammensetzung nach sind die Gesteine des Hauptmuschelkalkes ein Gemenge von Normaldolomit und Calcit, wozu eine wechselnde Menge von Tonsubstanz tritt. In den nachfolgenden Tabellen sind Analysen des Hauptmuschelkalkes aus den verschiedenen Vorkommen zusammengestellt.

TABELLE Nr. VII.

VERHÄLTNIS VON CALCIUM- UND MAGNESIUMKARBONAT IM HAUPTMUSCHELKALK.

Gesteinsprobe	CaCO ₃	MgCO ₃	Analytiker
Trochitenkalk von Wormeldingen	53,98	35,19	Lab. d. Öffentl. Arbeiten
Trochitenkalk von Echternach	59,61	33,99	J. NAMÜR 1873
Trochitenkalk bei Grundhof	54,22	37,58	Landw. Versuchsanstalt in Ettelbrück 1912
Trochitenkalk vom Herrenberg bei Diekirch .	47,64	38,96	Fr. REUTER, 1854
Trochitenkalk vom Herrenberg bei Diekirch .	53,63	35,19	Lab. d. Öffentl. Arbeiten
Trochitenkalk von der Nuck bei Ettelbrück	5,60	1,81	Landw. Versuchsanstalt in Ettelbrück ¹⁾
» » » » »	17,98	14,56	» » »
» » » » »	26,39	21,32	» » »
Nodosuskalk von Remich	49,39	39,69	J. NAMÜR 1873
» » » unten	53,48	45,42	Lab. d. Öffentl. Arbeiten 1938
» » » oben	50,35	46,36	» » »
Nodosuskalk von Wormeldingen	47,36	40,67	» » »
» bei Steinheim	27,46	19,34	J.-P. AREND 1907
» bei Givenich	28,68	19,22	» »
» Essingen (Mersch)	51,23	42,87	» »
Nodosusschichten von der Nuck bei Ettelbrück	52,96	41,57	Landw. Versuchsanstalt Ettelbrück ¹⁾
» » » » »	56,01	36,32	» » »

Bekanntlich ist der reine Normaldolomit ein Doppelsalz, bestehend aus 1 Mol CaCO₃ (54.36%) und 1 Mol MgCO₃ (45.65%). Dieses normale Verhältnis wird in dem Trochitenkalk nirgends angetroffen. Bei den meisten Gesteinsproben ergibt sich ein Überschuß an Ca-Carbonat. In dem Nodosuskalk von Wormeldingen und Remich ergibt sich, im Gegenteil, ein Überwiegen des Mg-Carbonates gegenüber dem Normaldolomit. Die Angabe von GOETZ (1914, p. 368) daß sich nach Westen d. i. nach der Küste hin, das Mengenverhältnis CaCO₃:MgCO₃ zu Gunsten des letztern verschiebe, wird durch unsere Analysen für den Nodosuskalk nicht bestätigt und ist für den Trochitenkalk bei der geringen Zahl der zur Verfügung stehenden Analysen jedenfalls nicht eindeutig. Vielmehr scheint das Verhältnis in demselben Profil Schwankungen unterworfen zu sein. Seine Ansicht, daß mit der Verflachung des Meeres und der Versandung eine Anreicherung des Magnesiumcarbonates Hand in Hand gehe, läßt sich jedenfalls durch eine solch geringe Zahl von Analysen nicht beweisen.²⁾ Eine andere Frage ist die, ob die Dolomite unsers Gebietes primärer oder sekundärer Entstehung sind. L. VAN WERVEKE faßt die Möglichkeit ins Auge, daß die Dolomitisierung aus kalkigem Gestein eine sekundäre Erscheinung sei, und weist auf die Möglichkeit der Zufuhr von Magnesia durch Mineralquellen hin, die auf Verwerfungen

¹⁾ GÖTZ, C. 1914, p. 366 u. 367.

²⁾ Dazu gibt GOETZ p. 366 nach FR. REUTER (1854) irrtümlicher Weise das Verhältnis von CaCO₃:MgCO₃ am Herrenberg mit 47.64:68.96. In der Originalarbeit von FR. REUTER (1854) ist es 47.64:38.96.

CHEMISCHE ANALYSEN DES HAUPTMUSCHELKALKES.

TABELLE Nr. VI.

Bezeichnung der Gesteinsprobe	Unlös. Silikate	Lösliche SiO ₂	CaCO ₃	MgCO ₃	Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	Ca ₃ P ₂ O ₈	CaSO ₄	Orga- nische Substanz	Analytiker
Trochitenkalk von Echternach . . .	4.09	0.23	59.61	33.99	1.05	0.29	0.09	0.09	J. NAMÜR 1873
Nodosuskalk von Remich	8.21	0.19	49.39	39.65	1.06	0.11	0.78	0.09	» »
Trochitenkalk vom Herrenberg bei Diekirch	10.76	0.039	47.64	38.96	0.45	0.563	—	—	FR. REUTER 1854

Bezeichnung der Gesteinsprobe	Unlös. SiO ₂	Lösl. SiO ₂	CaCO ₃	MgCO ₃	Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	PO ₄ H ₂	SO ₄ H ₂	CO ₃ H ₂	Glühverlust und organische Substanz	Analytiker
Nodosusschichten bei Givenich . .	6.61	wenig	28.68	19.22	2.58	0.12	0.09	wenig	43.15	J. P. AREND 1907
Nodosusschichten bei Steinheim . .	9.08	wenig	27.46	19.34	2.38	0.12	0.009	wenig	41.18	» »

Bezeichnung der Gesteinsprobe	SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Alkalien	Glüh- verlust	Analytiker	
Trochitenkalk von Wormeldingen .	1.60	30.24	16.83	2.90	2.50	—	46.60	Laboratorium der Öffentlichen Arbeiten 1938	
Trochitenkalk vom Herrenberg bei Diekirch	4.60	30.10	16.83	2.90	2.50	—	42.85	»	» » » »
Nodosuskalk von Remich, unterer Teil	3.00	29.96	21.72	1.00	0.50	—	44.10	»	» » » »
Nodosuskalk von Remich, oberer Teil	3.00	28.21	22.17	3.10	0.15	—	44.10	»	» » » »
Nodosuskalk von Wormeldingen . .	8.00	26.53	19.45	3.10	3.60	—	40.00	»	» » » »
Nodosuskalk von Essingen (Mersch) .	3.75	28.70	20.50	2.30	1.35	—	43.10	»	» » » »

aufstiegen. (1887, p. 25.) Doch ist das Auftreten von dolomitischem Kalkstein oder von Sandstein mit einem dolomitischen Bindemittel eine regionale Erscheinung, die im ganzen Luxemburger Gebiet und in allen Stufen der Trias auftritt, während Dolomite dem Lias und Dogger des gleichen Gebietes fremd sind. Das alles weist darauf hin, daß die Abscheidung von Dolomit aus dem Meerwasser statt haben kann, daß aber besondere Bedingungen für die primäre Entstehung des Doppelsalzes im Meere nötig sind.

Das reichliche Auftreten von Glaukonit in dem Hauptmuschelkalk, besonders in den Trochitenschichten ist vielleicht insoweit mit dem Dolomit in Zusammenhang zu bringen, als der Glaukonit, ebenso wie der Dolomit, sich in den küstennahen Meeresräumen findet, denn im Innern des Muschelkalkmeeres sind die beiden Stufen rein kalkig und ohne Beimischung von Glaukonit ausgebildet.

Das dolomitische Gestein der Hauptmuschelkalkformation, besonders der Nodosuskalk, wird an der Mosel und untersten Sauer in größern Brüchen als Rohmaterial für den Kalkofenbetrieb abgebaut. Der gebrannte Dolomit wird dann als ein vorzügliches Material zur Herstellung von Mörtel und als basisches Futter zum Auskleiden der Konverter im Hochofenbetrieb verwandt. Für letzteren Zweck wird ein möglichst gleichmäßig kieselsäurearmes Material bevorzugt. Bei der Gewinnung dieses letzteren, wirtschaftlich wertvollen Produktes des Kalkofens ist also die Frage von der Menge und Verteilung der Kieselsäure in dem Rohmaterial von praktischer Wichtigkeit.

Allgemein kann gesagt werden, daß Gehalt und Verteilung der Kieselsäure in den Dolomiten des Luxemburger Ablagerungsraumes eng mit dem Vorgang der Bildung der Dolomite selbst zusammenhängt.

Wie bereits erwähnt, ist der Dolomit unsers Gebietes ein körniges Gemenge von Normaldolomit und Calcit primärer Entstehung, das in einem flachen, geschlossenen Meere direkt ausgefällt wurde. Da dieser Vorgang sich in nicht allzu großer Entfernung von der Küste abspielte, so gingen neben den chemischen auch mechanische Niederschläge von feinstem Ton und Sand vor sich. Diese mechanischen Absätze lieferten die Kieselsäure der Dolomite. Diese Kieselsäure ist umso gleichmäßiger verteilt, je weiter der Absatz von der Küste stattfand, je gleichmäßiger die Meeresströmungen und der Untergrund war. Sie nimmt in dem Maße ab als der Einfluß der von den Flüssen ins Meer gebrachten Bodentrübe abnahm. Zur Zeit der Bildung des Hauptmuschelkalkes lag das Land im Westen, die Küste verlief im allgemeinen meridional und das Gebiet der Moselgegend lag im Beckennern. Deshalb ist der Gehalt an mechanisch eingeschwemmtem Ton und Sand in der Mosel- und Untersauergegend gering und schwankt innerhalb enger Grenzen. Nach Westen hin wird dieser Gehalt allmählich größer und im westlichen Teile unsers Gebietes haben wir einen sandigen Dolomit und schließlich einen dolomitischen Sandstein. Im Rahmen dieser allgemeinen Verteilung des dem Dolomit beigemischten klastischen Materiales kann dieses noch nach der herrschenden Windrichtung oder nach Richtung und Intensität der Meeresströmungen wechseln. Auch mit den wechselnden Niederschlagsmengen und dem Gefälle der Flüsse können die Mengen der eingeschwemmten Bodentrübe ändern. Es müssen deshalb in dem Gehalt an SiO_2 im Dolomit auch in den weniger küstennahen Gebieten sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung Schwankungen auftreten. Aber diese Verteilung des SiO_2 -gehaltes unterliegt keiner Regel, so daß es unmöglich ist, vorher bestimmend selektiv einzugreifen. Man kann nur durch Analysen solche Vorkommen SiO_2 -armer Dolomite empirisch festlegen.

Bei dem rasch wechselnden SiO_2 -gehalt können bei Entnahme von Einzelproben, wobei einzelne Gesteinstücke herausgegriffen werden, die Analysen rasch wechselnde Ergebnisse aufweisen. Da aber beim industriellen Abbau stets größere Gesteinsmengen hereingebracht werden, ist nur die über eine größere Fläche sich erstreckende Mittelprobe als zulässig zu werten. Ein Aushalten einzelner SiO_2 -ärmerer Gesteinslagen ist praktisch nicht durchführbar und auch wirtschaftlich nicht zulässig, da bei dem Großbetrieb und dem immerhin geringen Wert der Ware eine Auswahl durch Handscheidung undurchführbar ist. Deshalb sind für die Bewertung der Dolomitlager nur Durchschnittsproben zulässig, die sich über die ganze Höhe des Abbaues erstrecken.

Ein rund 25 m mächtiges Lager von Nodosuskalk des Moseltales wurde nach diesen Gesichtspunkten auf den SiO_2 -gehalt untersucht. Die Gesteinsbänke lassen sich durch zwischengelagerte Mergelbänder in ein unteres,

mittleres und oberes Lager einteilen. Eine über eine größere Fläche der Felswand des untern Lagers entnommene Durchschnittsprobe ergab 7.4% SiO_2 . Eine Durchschnittsprobe aus dem mittleren Lager wies 4.30% SiO_2 auf. Den niedrigsten SiO_2 -gehalt ergab das obere Lager. Hier konnte auf einer rund 5 ha großen, viereckigen und nach allen Richtungen freiliegenden und zugänglichen Fläche an den 10 m hohen Felswänden in frischen Aufbrüchen sowohl in der Längs- wie in der Querrichtung Durchschnittsproben über große Flächen hereingebracht werden. Aus einer größeren Anzahl sorgfältig gewonnener Mittelproben ergab sich, daß der SiO_2 -gehalt überall bei 3% und darüber, aber stets unter 4% liegt. Der Mittelgehalt aus sämtlichen Durchschnittsproben ergibt 3.35% SiO_2 .

Wir haben es also im obern Lager der Nodosusstufe in dem betreffenden Gebiete mit einer sehr gleichmäßig zusammengesetzten, größern Dolomitmasse zu tun, auf welcher ein Abbau in allen Richtungen erfolgen kann und wobei der Kalkofenbetrieb stets ein gleichbleibendes Produkt liefern wird.

Ausbildung des Hauptmuschelkalkes am Südrande des Oeslings.

a) Zwischen der untern Our und Ettelbrück.

Im Gebiete der Einmündung der Our in die Sauer ist weder petrographisch noch paleontologisch ein Unterschied in der Ausbildung des Hauptmuschelkalkes, wie wir dieselbe im untern Sauerthal bei Echternach oder bei Grundhof treffen, festzustellen.

So beobachten wir an dem Höhenzug bei Reisdorf, nördlich der Sauer an dem erweiterten Weg nach Hösdorf, über dem flachen Anstieg im mittleren Muschelkalk am Fuße des Berghanges eine kleine Steilstufe, die durch den 4—5 m mächtigen, hellgrauen, dichten, oft steinmergelartigen Linguladolomit gebildet wird. Darüber folgt eine kleine Plattform, die durch die stärkere Abtragung der mehr mergeligen Basis des Trochitenkalkes gebildet wird. Über dieser Mergellage folgen in einem auffallenden Steilhang von rund 20 m Höhe die dickbankigen, dichten oder oolithischen, stellenweise stark Glaukonit führenden Dolomite der Trochitenschichten. Sie führen in einzelnen Lagen massenhaft Trochiten; andere Bänke schließen mehr oder weniger reichlich Muscheln ein, die nesterweise bis zu einem Muschelgebäck angereichert sind.

Eine Lage grauer Mergel veranlaßte die Herausarbeitung einer zweiten schmalen Plattform, über welcher die Nodosusschichten beginnen. Im allgemeinen sind die Dolomite plattiger, von heller Farbe, oft mit grünlichen und rötlichen Tönungen, stellenweise sandig, die Schichtenflächen uneben-wulstig. Besonders gegen oben sind manche Bänke mergelig-schieferig. Glaukonitische Lagen treten ebenfalls noch auf; Trochiten fehlen.

Am Herrenberg bei Diekirch bildet der Hauptmuschelkalk den obern Steilanstieg über der breiten Terrasse, die im mittleren Teile des Aufstieges den Berg umzieht. Die Trochitenschichten bestehen aus dickbankigen, grauen Dolomiten, die lagenweise, besonders im mittleren Teile der Stufe, reichlich Stielglieder von *Encrinus liliformis* führen.

Die Nodosusschichten sind im Gegensatz hierzu mehr dünnbankig und schieferig. Im untern Teile sind die Schichten eher mergelig, höher setzen sie sich aus dichten, hellen, dolomitischen Kalkbänken zusammen, über welche graue, mergelige, dolomitische Kalke mit rötlichen Flecken und Zeichnungen folgen, die *Gervillia*, *socialis*, *Pecten laevigatus*, *Lima striata* führen.

Mächtigkeit des Hauptmuschelkalkes am Herrenberg 20 m, davon 12 m Trochitenschichten und 8 m Nodosusschichten.

Bis an den Herrenberg sind keine Unterschiede gegenüber der Ausbildung in der Mosel- und Untersauer- gegend festzustellen, wenn nicht etwa die geringere Mächtigkeit und die rötlichen und grünlichen Farbtöne auf der hellgrauen Grundfarbe des obern Teiles der Nodosusschichten.

b) Von Ettelbrück ab nach Westen.

Bei Ettelbrück ändert der Gesteinshabitus der Schichten. An der Ostseite des Lopert enthalten die Trochitenschichten im tiefern Teile graue Mergel und gegen die Mitte hin schaltet sich gelblicher und grünlicher Sandstein zwischen die grauen Kalkbänke. *Encrinus liliformis* tritt noch reichlich auf und kennzeichnet die Stufe.

Die Nodosusschichten bestehen aus festen, steinmergelartigen, dolomitischen Kalken mit dazwischen geschalteten schieferigen Lagen eines festen, bei der Verwitterung polyedrisch zerfallenden Mergels. Die Farbe des Gesteines ist eher als bunt zu bezeichnen: grau, graugrün, mit roten und violettroten Flecken und flammigen Zeichnungen. *Ceratites nodosus* wurde in verschiedenen Exemplaren in diesen Schichten aufgefunden.

Wichtig für die Ausbildungsweise des gesamten obern Muschelkalkes nach Westen sowie für die Abgrenzung von Hauptmuschelkalk und Myophorienschichten in dem gleichen Gebiete sind die Verhältnisse bei Ettelbrück, wo in den Aufschlüssen an der Nuck, am Lopert und am Kochert der Schlüssel für die Deutung der eigentümlichen Fazies des Obern Muschelkalkes zu finden ist und dessen Ausbildung von allem abweicht, was man sonstwo als Obern Muschelkalk bezeichnet.

Die früher an der Nuck, am Lopert und am Kochert bestehenden Kalksteinbrüche sind heute bis auf einige kleinere Gruben am Lopert verstürzt oder eingeebnet. Für die Kenntnis der Detailprofile sind wir auf frühere Autoren angewiesen. So konnte GOETZ (1914, Tabelle I im Anhang) noch 1914 an der Nuck folgendes Profil beobachten:

Nodosusschichten:

Hellgrüner, stark glaukonitischer Kalk	0.80 m
Grauer, mergelartiger Kalk	0.30 »
Bunter Mergel	0.20 »
Gelber Mergel, skalenoedrisch brechend	0.10 »
Desgl. unregelmäßig.	0.20 »
Bunter Mergel	0.20 »
Fester, gelblicher, ziemlich glatter Dolomit.	3.00 »
Desgl. etwas mergelig, wenig oolithisch	0.30 »
Brüchiger, unregelmäßiger, oolithischer Dolomit.	0.50 »
Sehr glatter, fester, glaukonitischer Dolomit	0.15 »
Brüchiger, unregelmäßiger, dünnplattiger, mergeliger Dolomit	0.80 »
Zusammen	6.55 m

Trochitenschichten:

Sandiger Dolomit, fest, ziemlich glatt, mit wenig Trochiten, gelblich	1.00 m
Sehr fester Dolomit, sehr glatt, glaukonitisch	1.00 »
Sehr sandiger, glatter, gelblicher Dolomit	0.30 »
Grobkristalliner Dolomit, z. T. mit Trochiten, glatt	0.60 »
Grauer, sandiger, sehr feinkörniger Dolomit; untere Hälfte stärker sandig	2.00 »
Dünnplattiger, glimmerhaltiger, feinkörniger, graugelber Sandstein	0.80 »
Mergel, grau, glimmerhaltig, fest	1.00 »
Mergel, grau sandig, unregelmäßig, glimmerhaltig, dünnplattig, mit Muschelresten, <i>Ceratites flexuosus</i> und Pflanzen	1.00 »
Etwas festerer, mergeliger Sandstein, ohne Versteinerungen	0.40 »
Schichten mit viel Trochiten, mergelig, fest	0.80 »
Glatter, mergeliger Dolomit, mit <i>Terebratula vulgaris</i>	2.00 »
Zusammen	10.90 m

Ergänzt wird das Profil durch einen Aufschluß am Nordosthang des Kochert bei Niederfeulen, der den oberen Teil der Nodosusschichten und die Grenzschichten umfaßt (BENECKE, 1914 p. 9).

Hier konnte nachstehende Schichtenfolge aufgenommen werden:

4) Graugrüner Sandstein: 0,50 m.

3) Konglomeratische Schichten mit Anhäufung von Versteinerungen, darunter besonders *Myophoria intermedia*, *Myophoria Goldfussi*, *Trigonodus Sandbergeri*.

2) Sandige Bänke mit Terebrateln in großen Exemplaren, über 3 m mächtig.

1) Buntangelaufenes, steinmergelartiges Gestein mit Ceratiten.

Die Schichten 2) und 1) bilden den oberen Teil der Nodosusschichten, 4) und 3) sind die Vertreter der « Grenzschichten ».

Die Sandsteine mit Terebrateln in einer Mächtigkeit von über 3 m bilden den Abschluß der Nodosusschichten und entsprechen der Terebratelregion.

« Die unter den sandigen Bänken der Terebratelregion folgenden steinmergelartigen Gesteine (1) sind reich an Ceratiten von leider schlechter Erhaltung und die am ehesten mit Formen verglichen werden, welche unter den Intermediusschichten vorkommen. Daher müssen die über 3 m mächtigen, sandigen Bänke (2) die Intermediusschichten und die Terebratelregion vertreten, oder einer dieser Horizonte ist ausgefallen. » (BENECKE, 1914, p. 9.)

Nun fand ich 1939, bei den geologischen Feldaufnahmen in Vichten in diesem roten, dolomitischen Sandsteinplatten, die ganz mit Myophorien- und Terebratelsteinkernen bedeckt sind. Eine dieser Platten zeigte einen nicht allzugut erhaltenen hochmündigen Ceratiten, wohl *Ceratites dorsoplanus*. Das zeigt, daß in Vichten in dem roten Sandstein nicht nur die Terebratelregion, sondern auch die Ceratitenschichten, wohl Intermediusschichten, vertreten sind.

Diese Beobachtungen am Kochert und bei Vichten lassen zwei wichtige Schlüsse zu: 1) Die Schichten unmittelbar über dem roten Sandstein mit *Terebratula vulgaris* entsprechen nach ihrem Fossilgehalt von *Myophoria Goldfussi*, *Trigonodus Sandbergeri*, *Myophoria intermedia* den « Grenzschichten » (Schichten der Dolomitischen Region), welche im Saargebiet unmittelbar über der Terebratelbank folgen und als kennzeichnende Form *Trigonodus Sandbergeri* führen. Die « Grenzschichten » sind also am Kochert noch vertreten. Ihre eigentümliche Ausbildung am Südrande des Oeslings wird weiter unten ausführlicher besprochen werden.

2) Am Südrande des Oeslings sind die Nodosusschichten, palaeontologisch gesprochen, mannigfaltiger ausgebildet als an der Mosel und untern Sauer, wo weder eine Terebratelbank noch eine Intermediusregion nachzuweisen sind. Wie gesagt, kennt man im Saargebiet und bis nach Sierck herunter eine mit *Terebratula vulgaris* erfüllte Bank, mit welcher die Nodosusstufe abschließt und über welcher die « Grenzschichten » (mo³) mit *Trigonodus Sandbergeri* beginnen. An der Luxemburger Mosel und untern Sauer läßt sich ein solcher Terebratelhorizont nicht nachweisen. GOETZ (1914, p. 380) erwähnt die Anhäufung von *Terebratula vulgaris* dicht unter den Grenzschichten (mo³) über dem Dorfe Mörsdorf an der untern Sauer und am Galgenberg bei Trier, sonst kommt in diesem Gebiete *Terebratula vulgaris* nur vereinzelt vor. Erst am Lopert tritt sie in großen Exemplaren in den obersten Lagen der Nodosusschichten auf, um von hier ab weiter nach Westen einen förmlichen Horizont zu bilden. Dieser Horizont läßt sich vom Lopert über Niederfeulen, Merzig, Vichten, Grosbous bis nach Pratz hin verfolgen und erweist sich als äußerst wichtig für die stratigraphische Orientierung in diesem Gebiete der küstennahen Triasausbildung. Aus dem von der Nuck bei Ettelbrück mitgeteilten Profil geht hervor, daß bereits hier im untern Teile der Trochitenschichten die Versandung einsetzt und der Dolomit durch Sandstein ersetzt ist. Die Nodosusschichten neigen zu steinmergelartiger Ausbildung mit bunten Farben. Glaukonit tritt in beiden Stufen auf.

In einem rechten Nebental des untern Alzettetales, im oberen Kieselbach bei Schieren, haben wir etwa noch die gleiche Entwicklung, doch stellen sich hier in beiden Stufen stellenweise reichlich eingestreute Quarzgerölle bis zu Wallnußgröße ein, die sich in den Grenzschichten bis zu 15 cm starken Linsen und Lagen anhäufen.

Weiter talaufwärts, zwischen Cruchten und Essingen, sowie im untern Attertäl bei Colmar-Berg und in den Seitentälern sind Trochiten- und Nodosusschichten normal entwickelt, wie etwa am Herrenberg bei Diekirch.

Westlich Colmar-Hütte sinkt der Hauptmuschelkalk im Attertäl unter, taucht zwischen Bissen und Boevingen in einem kleinen Sattel wieder empor, um dann endgültig unterzutauchen. Auch in diesem Sattel hat er noch normale Entwicklung, wenn auch geringere Mächtigkeit. Wie weit er noch talaufwärts zieht, ist nicht sicher festzustellen. Jedenfalls reicht er im Attertäl nach Westen nicht über Everlingen hinaus.

Besser läßt sich seine Entwicklung nach Westen, von Ettelbrück ab, das Warktal hinauf bis in das Rodbachtal (Pratzertal) verfolgen.

Das Warktal zwischen Niederfeulen und Grosbous und das Rodbachtal zwischen Pratz und Niederplatten sind ausgeprägt unsymmetrische Täler mit steilem, wenig gegliedertem Talgehänge auf der einen Seite, dem ein recht flacher, vielfach zertalter Anstieg auf der andern Seite gegenüber steht. Das Steilgehänge ist durch den obern Muschelkalk bedingt, während dieser auf dem flachen Anstieg des gegenseitigen Ufers fehlt. Er ist hier bereits durch die Erosion abgetragen worden. Bei Niederfeulen sind noch alle Glieder des Obern Muschelkalkes vertreten, doch keilen die Trochitenschichten bald aus und die Nodosusschichten nehmen rasch an Mächtigkeit ab, lassen sich aber in dieser reduzierten Mächtigkeit am Steilhang der erwähnten Täler überall nachweisen. Am stärksten reduziert ist der Obere Muschelkalk über der Ortschaft Niederplatten, wo er auch auskeilt. Niederplatten liegt 8 km westlicher und 8.5 km südlicher als Niederfeulen. Vergleicht man die örtliche Lage dieser Punkte mit der geologischen Ausbildung des Obern Muschelkalkes an denselben Punkten, so ergibt sich, daß die küstennahe Ausbildung nicht von Süden nach Norden, sondern von Osten nach Westen zunimmt oder daß die Küste während der obern Muschelkalkzeit allgemein in der Nord-Südrichtung verlief.

Am Ostende des Kochert bei Feulen sind nur noch wenige Meter Trochitenschichten erschlossen. Oben setzen sie sich aus stark glaukonitischem Kalke mit Trochiten, unten aus grünlichem, gelbem und grauem Sandstein zusammen, ohne daß ein zusammenhängender Aufschluß hier aufzufinden sei. Sie sind jedenfalls stark versandet. Am westlichen Ende des Kochert sind dieselben nicht mehr aufzufinden. Sie sind ausgekeilt.

Die Nodosusschichten sind am ganzen Kochert, sowohl an dessen Nordabhang, wie auf der Südseite, in der Fazies eines grauen, z. T. bunten, steinmergelartigen Kalksteines entwickelt, der nach oben mit einer *Terebratula vulgaris* führenden sandigen Schicht abschließt.

Weitere Aufschlüsse finden wir wieder am Kockelberg bei Merzig. Am untern Rande des Waldes, welcher den Nordabhang des Kockelberg bekleidet, steht grauer oder rötlicher Dolomit an, welcher weiter östlich vereinzelt *Lingula tenuissima* enthält. Es ist also der Vertreter des stark reduzierten Linguladolomites.

Darüber liegt eine Gesteinsfolge von dolomitischem Sandstein und stark sandigem Dolomit mit eingeschalteten bunten Mergeln. Nach oben werden die Mergel so häufig, daß das Gestein dünnbankig erscheint. Rote und rötliche Farbe herrscht vor. Manche Bänke, besonders im obern Teile, sind erfüllt mit *Myophorien*, *Gervillien* und *Terebratula vulgaris*. Die Gesamtmächtigkeit übersteigt nicht 8 m. Die Schichten gehören dem obern Teil der Nodosustufe, besonders der Terebratelregion, an. Darüber folgen die « Grenzsichten ».

Westlich Merzig, am östlichen Rande des Waldes « Merziger Seitert », beobachtete ich bei Redressierung des Weges unter einem verlassenen Steinbruch, in welchem der « Merziger Haustein » früher ausgebeutet wurde, unter dem Werkstein rote, plattige, sehr sandige Dolomite mit roten, festen Mergeln. Die Dolomite sind erfüllt mit Steinkernen und Abdrücken von *Myophorien*, *Gervillien* und *Terebratula vulgaris*. Dazu fand ich eine handgroße *Lima*. Darunter folgen knollige Dolomite, hell mit grünen und roten Flecken und graue Mergel. Die Gesamtmächtigkeit ist rund 2.5 m. Die Schichten entsprechen der Terebratelregion der Nodosustufe.

Gut ausgebildet ist die Terebratelregion in der Umgegend von Vichten. Sowohl am Wege von Vichten nach Michelbuch, bei der Grottenkapelle, wie an der Straße Vichten—Grosbous beim Eintritt in den Wald, am Osthang der Haardt oder am alten Wege von Vichten nach Schandel trifft man mehr oder weniger gute Aufschlüsse, welche folgendes Bild bieten.

Unten sieht man groben, bröcklichen, roten Sandstein mit etwas Geröll, Darüber folgt eine rund 1 m mächtige Folge von bunten, sandigen Mergeln und mergeligem Sand, überlagert von grauem, untergeordnet grünem oder rotem, feinkörnigem, lockerm Sandstein mit vereinzelt Geröllen und Einlagen von etwas festerem, sandigem Dolomit. Im ganzen sind 12 m erschlossen, ohne daß das Liegende erreicht sei. Diese Sandsteine sind die Vertreter des Untern und Mittleren Muschelkalkes. Über diesen Sandsteinen folgt heller, ebenflächiger,

dolomitischer Kalkstein mit roten Punkten und stellenweise eine förmliche Muschelbreccie bildend, in einer Mächtigkeit von 0.50—0.80 m. Dieses helle Gestein, das mit den darüber liegenden roten Dolomiten stark kontrastiert, hat nach Westen hin regionale Verbreitung und wird bis zum Auskeilen des Nodosuskalkes im untern Rodbachtal beobachtet. Der auflagernde rote oder rötliche, unebenflächige, starksandige, plattige Dolomit ist auf den Schichtflächen erfüllt mit Abdrücken und Steinkernen von *Myophorien*, *Gervillien* und großen *Terebrateln*. Die Mächtigkeit beträgt mit dem hellen Kalkstein rund 3 m. Diese Gesteinsfolge entspricht den Nodosusschichten, besonders den Terebratelschichten.

An dem Südostabhang der Haardt, dort wo ein neu angelegter Feldweg zum Plateau hinaufführt (1939) folgen über diesen Platten mit Fossilien gelblich-grünliche, auch bunt angelaufene, dolomitische Sandsteine, darüber, roter, feinkörniger Sandstein, teils mit Muschelbreccie, teils mit Steinkernen wie eben beschrieben. Auf einer Platte dieses Sandsteines fand ich neben viel Muschelabdrücken einen hochmündigen *Ceratites* (*dorso-planus*?). Da der Fund wohl kaum 1.50 m über den eigentlichen Terebratelschichten lag, ist es wohl eine belanglose Frage ob man die Terebratelregion bis hierhin ausdehnen soll, oder ob man die Schichten mit dem *Ceratites* bereits zu den « Grenzschichten » (Dolomitische Region BENECKE's) stellen soll. In Gilsdorf hat VAN WERVEKE (Erläuterungen 1887, p. 28) aus dem Werkstein über den Nodosusschichten, dem Gilsdorfer Haustein, den wir später als Vertreter der Grenzschichten kennen lernen, einen großen *Ceratites nodosus* aufgefunden und 1931 wurde in demselben Werkstein, etwa 1 m unter dem Hangenden, wieder der gleiche Ammonit festgestellt (M. LUCIUS 1941, p. 83). Es geht hieraus hervor, daß die dolomitischen Sandsteine von Gilsdorf jedenfalls in die Grenzschichten gehören und nicht höher zu stellen sind und daß die Grenzschichten Formen der Nodosusschichten und der Myophorienschichten führen, also die Bezeichnung « Grenzschichten » zu Recht tragen.

Südlich Grosbous, am Austritt der Straße von Vichten nach Grosbous aus dem Walde finden sich ebenfalls noch die roten Sandsteine der Terebratelregion.

In der bereits erwähnten « Schankengraecht » bei Pratz folgen über dem groben, grünlichen und grauen Sandstein mit Geröllen des Mittleren Muschelkalkes die Nodosusschichten in der gleichen Entwicklung. Sie beginnen mit einer 0.40 m starken Bank von hellem, steinmergelartigem Dolomit, der stellenweise in eine Muschelbreccie übergeht. Darüber folgen Mergel und ein rötlicher, stark sandiger Dolomit, erfüllt mit Steinkernen und Abdrücken von *Gervillien*, *Myophorien* und *Terebrateln*. Die Mächtigkeit der Nodosusschichten beträgt hier nicht über 2.50 m.

Nach Süden hin, am östlichen Steilhang des Rodbachtals, kann man die roten, sandigen Dolomite mit Muschelsteinkernen noch auffinden über der Ortschaft Pratz, dann am Wege von Bettborn nach Reimberg. Die Mächtigkeit ist jetzt auf kaum 1 m reduziert. Über den letzten Häusern von Oberplatten, am Wege nach Schandel, trifft man nur mehr eine dünne Lage von bunten Mergeln und rötlichem Dolomit, als letzten Vertreter der Nodosusschichten. Die Muscheln fehlen hier. Nur die petrographische Beschaffenheit sowie die stratigraphische Lage über lockerem, grünlichem und grauem Sandstein, dem Vertreter des mittleren Muschelkalkes und unter bunten Mergeln und Zellendolomit, als Vertreter der « Bunten Mergel » und des « Grenzdolomites » zeigen, daß hier Nodosusschichten vertreten sind.

Mächtigkeit des Hauptmuschelkalkes: Im Bohrloch von Bad-Mondorf 64 m; am Stromberg bei Schengen 60 m; bei Wormeldingen 70 m; bei Bollendorf 50—65 m; bei Reisdorf 50 m; bei Bettendorf 38—44 m; am Herrenberg 20 m; auf der Nuck bei Ettelbrück 20 m; im untern Alzettetal 20—24 m; östlich Merzig 8 m; bei Vichten 3—4 m; in der Schankengraecht bei Pratz 3 m; bei Niederplatten 0.50 m.

Die Wasserverhältnisse.

Der 40—60 m mächtige Hauptmuschelkalk, wozu noch 5—10 m Linguladolomit kommen, ruht auf 50 bis 60 m schwerdurchlässigen Mergeln und ist stark zerklüftet. Er bildet also ein weites Reservoir, in welchem das Wasser fast ausschließlich in den Gesteinsklüften, seltener in den durch Auslaugung entstandenen zelligen Kalken angesammelt ist.

Wo der Muschelkalk zu Tage geht, versinkt das atmosphärische Wasser unfiltriert in den Klüften, so daß die aus dem Muschelkalk austretenden Quellen starken Schwankungen unterworfen sind und leicht von oben her

verunreinigt werden können. Wenn der Kalkstein aber durch mergelige Schichten eingedeckt wird, werden diese Übelstände vermieden und es können durch richtig angesetzte Tiefbohrungen Wassermengen von 15—30 cbm stündlich erschlossen werden. Als Wasserhorizont kommt der Hauptmuschelkalk hauptsächlich für die Mosel und untere Sauer und für die westlich dieser Täler anschließenden Gebiete in Betracht. Im allgemeinen fällt der Muschelkalk nach Westen ein, so daß das Grundwasser im Mosel- und Saertal nur in relativ wenigen Quellen austritt. Dazu ist der Gesteinskörper gerade in diesen Gebieten reichlich von Verwerfungen durchsetzt, wodurch der klüftige Kalkstein vielfach in Kontakt mit mergeligen Schichten des Keupers oder des mittleren Muschelkalkes gelangt. Diese Schichten können das Grundwasser stauen und auf diese Weise können für die Wasseransammlung recht günstige, aber auch andererseits ungünstige Lagerungsverhältnisse geschaffen werden. Bei der Auswahl von Ansatzstellen für Bohrungen nach Wasser aus dem Hauptmuschelkalk sind deshalb die tektonischen Verhältnisse genauestens zu berücksichtigen. Auf solchen Verwerfungen können starke Quellen austreten, wie beispielsweise an der Deisermühle und bei Rosport, aber das Wasser ist ungenügend filtriert und großen Schwankungen in der Schüttung unterworfen. Dazu kommen eine Menge kleinerer Quellen, welche die lokalen Wasserleitungen der Dörfer der Mosel- und Untersauergegend speisen.

Das Wasser des Hauptmuschelkalkes hat bei normaler Lagerung eine Härte von 30—40 französischen Härtegraden. Wenn aber der Kalkstein von gipshaltigen Schichten überlagert wird, oder gipshaltige Schichten durch eine Verwerfung in Kontakt mit dem Kalkstein kommen, erhalten wir ein sehr hartes Wasser, weil es Gips des Keupers in Lösung hält.

Verwitterung und Abtragung.

Über die Morphologie des Hauptmuschelkalkes wurde bereits eingangs zu diesem Kapitel das hauptsächlichste mitgeteilt. Der Hauptmuschelkalk verursacht unter den verschiedenen Stufen der Muschelkalkformation das Maximum der Gehängeneigung und der Taltiefe und tritt dadurch in schroffen Gegensatz zu den unterlagernden Mergeln, in welchen sich das Minimum an Böschung und Taltiefe einstellt. Diese Mergel bilden eine recht flache Abtragsform zwischen den senkrecht abbrechenden Felsen des Hauptmuschelkalkes und den steil aufsteigenden Hängen des Muschelsandsteines.

Die Seitentäler endigen gewöhnlich schluchtartig an ihrer Mündung in das Haupttal, wie beispielsweise am Schlachthof oberhalb Remich, im Innern der Ortschaft Wormeldingen, in Ehnen, Ahn, Mörsdorf, um nur einige Beispiele zu bringen. Im Oberlauf verflachen die Talrinnen in den Mergeln des Keupers. Manche kleinere Täler bilden richtige Hängetäler über dem Haupttal, in welches sie mit einem starken Gefällsbruch endigen, wie beispielsweise die Schlucht bei Deisermühle. Infolge des bedeutenden Gefälles werden bei plötzlich einsetzenden starken Regenfällen, wie beispielsweise bei heftigen Gewittern, am Ausgang dieser Schluchten größere Schuttmassen deltaartig ausgebreitet, welche erheblichen Schaden auf bebauten Flächen anrichten können. Talverbauung ist hier das beste Gegenmittel.

Bei der Verwitterung geben die Trochiten- und Nodosusschichten einen braunen, lockern Boden mit zahlreichen Lesesteinen. Der Kalk wird aufgelöst und es verbleibt nur der beigemischte Ton- und Sandgehalt, so daß die Ackerkrume vielfach wenig mächtig ist. Die Lesesteine sind oft tonig oder kieselig und widerstehen der chemischen Auflösung länger. Bei mehr tonigem Kalk kann ein stark lehmiger Boden entstehen.

DIE MYOPHORIENSCHICHTENGRUPPE.

a) Mosel- und Untersauergebiet.

Die höhere Schichtengruppe des Oberen Muschelkalkes umfaßt die Grenzschichten (mo^3) entsprechend der «Dolomitischen Region» BENECKE's, die Bunten Mergel (ku^1) und den Grenzdolomit (ku^2).

Die Grenzschichten (mo^3) setzen sich im allgemeinen aus dünnbankigen, dichten, oft zelligen, hellen Dolomiten und aus grauen Mergeln zusammen, die aber in ihrer Anordnung mannfachem Wechsel unterworfen sind. Vielfach beginnen sie mit einem Wechsel von grauen oder auch bunten Mergeln mit dünnplattigen Dolo-

miten. Dies beobachtet man beispielsweise in den Steinbrüchen nördlich Schengen, bei Stadtbredimus und bei Deisermühle. Höher herrschen Dolomite in Bänken von 0.15—0.25 m Stärke vor; oben schieben sich aber dann gewöhnlich wieder Mergel mit dünnen Lagen von Dolomit und gelbem Sandstein ein. Anderwärts wie z. B. am Stromberg folgen über dem Nodosuskalk die etwas helleren Dolomite der Grenzschichten, so daß die Grenzziehung schwierig ist, zumal die kennzeichnende Muschel *Myophoria Goldfussi* im untern Teile der Stufe recht spärlich ist. Die obere Grenze wird in der Moselgegend vielfach durch eine auffallend helle, ebenflächige Kalkschicht von 0.20—0.80 m Mächtigkeit gebildet. Die Mergel unter dieser Schicht sind graugelb, darüber beginnen kräftig gefärbte Mergel der höheren Abteilung, die « Bunten Mergel ».

Diesen Charakter behalten die Grenzschichten auch im Gebiet der Untersauer bis nach Echternach bei. Im Nordflügel der Mulde von Echternach treten unten bunte Mergel, oben helle Dolomite oder Sandstein auf, welche wir in gleicher Ausbildung bis nach Reisdorf hinauf antreffen.

Im Gebiete der Mosel sind Versteinerungen häufig, werden aber nach Norden hin seltener. Verbreitet ist *Anoplophora (Cardinia) lettica* Qu. sp., deren Abdrücke ganze Schichtflächen erfüllen. Auch *Myophoria Goldfussi* ist nicht selten, besonders in den dünnplattigen Dolomiten im obern Teile der Stufe. Dazu kommen hier noch *Lingula tenuissima* und *Estheria minuta*. Manche Bänke führen reichlich Fischschuppen und Fischzähne.

Die Mächtigkeit ist im Gebiete der Mosel und Untersauer 6—8 m, nördlich Echternach bis zur Mündung der Our geht sie bis auf 2—4 m herunter.

In der Landschaft bilden die Grenzschichten einen kleinen Steilanstieg, der etwas über der hohen Felsmauer des Hauptmuschelkalkes zurück liegt, so daß sich eine schmale Terrasse über den Nodosusschichten einschleibt, die durch die mergelige Beschaffenheit der untern Lagen der Grenzschichten bedingt ist.

Bunte Mergel. Die Abteilung der « Bunten Mergel » fällt bei guten Aufschlüssen durch die düsterbunten Farben, mit vorherrschend grauen, grauioletten, bläulichen, untergeordnet roten Tönen auf. Die Mergel herrschen vor. Sandsteine und Dolomite beteiligen sich lokal in sehr wechselndem Maße. Sie treten in häufig wechselndem Niveau auf. Gelber, hellgrauer, mergeliger, lockerer Sandstein, der sog. Lettenkohlsandstein, stellt sich vielfach gegen die Basis ein und ist manchmal ganz mit Pflanzenfetzen oder Pflanzenhäcksel erfüllt. Equiseten sind darin häufig, seltener Abdrücke von Farnblättern. Er kann bis einige Meter Mächtigkeit erreichen. Besonders gut ist er entwickelt auf den Höhen des « Kahlenberg » und des « Gostinger Busch », rechts und links vom Wege Ehnen—Gostingen, oberhalb der Teufelsbrücke. Eine oder zwei 0.20—0.50 m mächtige Bänke von Dolomit, vielfach mit rötlicher, flammiger Zeichnung, sind oft im obern Teile eingeschaltet. In den obern Dolomiten kommt stellenweise *Estheria minuta* häufig vor. Lokal findet man in den Mergeln faust- bis kopfgroße drusige Dolomitknauer, innen von rötlicher Farbe, außen mit ockergelber Verwitterungsrinde. Gut ausgebildet trifft man sie besonders bei Niederdonven.

Bei ungenügenden Aufschlüssen können die Bunten Mergel durch das Fehlen der Pseudomorphosen nach Steinsalz von den stratigraphisch höhern Mergeln des Pseudomorphosenkeupers (Gipskeuper) unterschieden werden.

Auch in dem Gebiet nördlich Echternach, in welchem die Grenzschichten bereits Gerölle führen, zeigen die Bunten Mergel normale Entwicklung. Unten treten gewöhnlich pflanzenführende, grobkörnige, graue Sandsteine auf, über welchen bunte Mergel folgen. Nach oben schalten sich Dolomitlagen ein.

Die Mächtigkeit beträgt in der Moselgegend 12—15 m, nördlich Echternach 5.5—6 m.

Der Grenzdolomit ist ein grauer oder gelblicher Dolomit in Bänken von wechselnder Mächtigkeit. In den dickern Bänken tritt *Myophoria Goldfussi* überaus häufig auf, so daß das Gestein manchmal eine Breccie von diesen Muscheln bildet. Der Grenzdolomit erreicht im Gebiete der Mosel eine Mächtigkeit bis zu 4 m, nimmt aber an der Sauer ab. Er hat im Nordflügel der Weilerbacher Mulde, bei Grundhof noch 1 m und besteht hier aus einer untern festen, hellgrauen Dolomitbank von etwa 0.50 m, die deutlich im Gelände hervortritt. Darüber folgen geschieferte, dünnplattige Dolomite und dann typischer Keuper mit Steinsalzpseudomorphosen.

Bei Dillingen enthalten die Dolomite vereinzelte Gerölle, die bei Wallendorf zu einer förmlichen Konglomeratlage von etwa 0.20 m Stärke entwickelt sind. (Siehe Ausbildung am Südrande des Oeslings p. 74.)

Leitend für den Grenzdolomit ist *Myophoria Goldfussi*, die auch in den Grenzschichten häufig ist, im Keuper aber fehlt. Dazu kommen noch *Myophoria vulgaris* und *Gervilleia socialis*. Häufig ist noch *Cardinia* (*Anoplophora*) *lettica*, die besonders reich in dünnplattigen Dolomiten auftritt, welche die Stufe abschließen.

Das Verwitterungsbild der Myophorienschichten.

Die Myophorienschichten sind im Gebiete ihrer normalen Entwicklung gewöhnlich wenig aufgeschlossen. Sie bilden die Hochflächen über dem Steilhang der Täler, tragen Ackerland und Wald und sind meistens mit dem sich auf den ebenen Flächen anhäufenden Verwitterungsboden überdeckt. Zur ersten Orientierung für die Festlegung der Grenzen der einzelnen Abteilungen der Schichtengruppe muß man sich meistens nach dem Verwitterungsboden richten.

Die Grenzschichten geben einen hellweißen, steifen Boden, oft mit nassen Stellen und wenig Lesesteinen, der die lokale Bezeichnung «weißer, steifer Boden» trägt.

Der Verwitterungsboden der «Bunten Mergel» ist von braunrötlicher Farbe und ist wegen des beigemischtes Sandes locker wie der Boden des Trochitenkalkes, doch etwas dunkler in der Farbe. Gewöhnlich beobachtet man auch, besonders auf frisch gepflügten Feldern, Streifen und Flecken von blauschwarzer oder tiefroter Farbe, deren düstere Tönung für die Bunten Mergel charakteristisch ist. Lokal geben die ockergelben, drusigen Dolomitmiknauer ein gutes Erkennungsmittel, wozu noch Lesesteine von hellgrauem, lockerem, leichtem, dolomitischem Sandstein kommen, die mit schwarzen Streifen und Flecken, herrührend von verkohlten Pflanzenresten, durchsetzt sind. Sie erinnern an die Lesesteine im Gebiete des Schilfsandsteines.

Der Verwitterungsboden des «Grenzdolomit» (ku²) gleicht demjenigen der «Grenzschichten» (mo³), hat jedoch eine etwas mehr grünliche oder bläulich-weiße Tönung. Die Lesesteine fühlen sich sandiger an, während sie bei den Grenzschichten vielmehr tonig und im allgemeinen seltener sind.

Wasserverhältnisse. Der Grenzdolomit bildet einen bescheidenen, aber auffallend beständigen Wasserhorizont mit den Bunten Mergeln als Wasserstauer. Dieser Wasserhorizont kann für die kleinern Ortschaften auf der Hochfläche über den Haupttälern von lokaler Bedeutung für die Wasserversorgung werden. Die Ergiebigkeit ist eine bescheidene. Quellen mit einer täglichen Schüttung von 20—40 cbm werden mehrfach ange troffen. Das Wasser hat eine Härte von 30—38 französischen Härtegraden. Wo es nicht zur Konzentrierung von Quellen kommt, sickert das Wasser in langgezogenen nassen Stellen an dem Kontakt der Bunten Mergel mit dem Grenzdolomit aus. Diese Wasseraustritte können bei schlechten Aufschlüssen als Schichtengrenze zwischen beiden Abteilungen verwertet werden.

Landschaftsgestaltung in den Myophorienschichten. Die Myophorienschichtengruppe ist für die Gestaltung der Landschaft von untergeordneter Bedeutung.

Über dem Steilanstieg des Hauptmuschelkalkes bildet diese Schichtengruppe eine flache Böschung mit zwei eingeschalteten, kleinen Gefällsbrüchen, die zum Plateau des Pseudomorphosenkeupers (Gipskeupers) überleitet, welcher die weichen Höhen zwischen dem Mosel- und Untersauertal und dem gut markierten Steilanstieg des Liasplateaus bildet. Manchmal gehen die Myophorienschichten nur am Rande des Plateaus zu Tage. In den Gebieten kräftiger Heraushebung bilden sie die obere Decke der sanft gewellten Rücken zwischen den steilwandigen, in den Hauptmuschelkalk eingeschnittenen Tälern. Auf dem Moseltalsattel (siehe Hauptmuschelkalk) haben wir solche Höhenzüge mit einer abschließenden Decke von Myophorienschichten bei Niederdonven, Oberdonven und bei Gostingen. Größere Räume nehmen solche Höhenzüge gleicher Zusammensetzung ein auf dem Borner Sattel bei Osweiler, Mompach, Givenich, Berburg und Lellingen.

Im mittleren Sauerthal, zwischen Reisdorf und Ettelbrück, sowie im untern Alzettetal sind die Grenzschichten besonders mächtig als dolomitischer Sandstein entwickelt, welcher den Steilhang des Hauptmuschelkalkes nach oben hin fortsetzt, während die bunten Mergel und der Grenzdolomit auch hier in sanftem Anstieg zum Plateau des Keupers hinaufleiten.

Chemische Zusammensetzung.

« Grenzschichten » von Givenich.

Unlösliche SiO_2 :	24.28%
Lösliche SiO_2 :	0.15
Fe_2O_3 :	6.44
Al_2O_3 :	1.91
CaCO_3 :	22.47
MgCO_3 :	6.95
PO_4H_3 :	0.0085
SO_4H_2 :	0.07
CO_3H_2 :	35.87
Glühverlust und organische Substanz:	0.63

Analytiker: J. P. AREND, 1907.

Grenzdolomit von Bayern:

SiO_2 :	6.40%
Fe_2O_3 :	4.10
Al_2O_3 :	1.90
CaO :	28.49
MgO :	17.28
Glühverlust:	41.80

Analytiker: Chemisches Laboratorium der Öffentlichen Arbeiten, 1938.

b) Die Myophorien-Schichten am Südrande des Oeslings.

In dem Raum zwischen dem Nordrand der Luxemburger Sandsteinplatte und dem Südrande des anstehenden Devons unterliegen die Myophorienschichten, von Osten nach Westen fortschreitend, einer zunehmenden Umwandlung der normalen Fazies der Mosel- und Untersauer-gegend. Nur durch Verfolgen der allmählichen Übergänge wird es möglich, die im Westen so eigenartig ausgebildete Fazies richtig zu deuten, die völlig von dem abweicht, was wir im Osten als normale Entwicklung zu bezeichnen haben. Um die Profile nicht allzusehr zu zersplittern, wollen wir die ganze Gruppe der Myophorienschichten zusammen besprechen.

1. Zwischen Reisdorf und Bettendorf.

Beginnen wir mit dem langgezogenen Berggrat westlich Reisdorf zwischen der Sauer und der Mündung der weißen Ernz, welcher die Bezeichnung « Kopp » auf der Karte von Hansen trägt.

Der Steilhang der « Kopp » besteht aus normal ausgebildetem Hauptmuschelkalk.

Darüber folgt ein grauer, steinmergelartiger Dolomit, der nach unten mit rötlichen und bunten Mergeln wechsellagert. Die Mächtigkeit ist etwa 5 m. Es sind die Grenzschichten.

Es ist dies die gleiche Entwicklung, abgesehen von der etwas geringern Mächtigkeit, wie an der Mosel und untern Sauer. Auch dort nimmt bereits das Gestein im untern Teil die rötlichen Farben an und ist mergelig, während nach oben die hellen, festen Dolomite noch vorherrschen.

Es folgen rote Mergel, die nach oben in roten Sandstein, wechsellagernd mit roten Mergeln und untergeordneten, hellen Dolomitlagen, übergehen. Die Mächtigkeit beträgt 7 m. Es ist die Stufe der Bunten Mergel.

Auch dies entspricht der allgemeinen Ausbildung südlich des Liasplateau, wo die Bunten Mergel unten mehr aus bunten Mergeln, oben aus lockerem Sandstein (dem Lettenkohlsandstein) zusammengesetzt sind.

Dann kommt ein grauer, dolomitischer Sandstein mit Geröll, kaum 1 m mächtig. Er entspricht dem stark reduzierten Grenzdolomit, mit welchem die Myophorienschichten abschließen. Gerölle kommen im Grenzdolomit bereits südlicher vor. Ich beobachtete sie zum ersten Male in dem Grenzdolomit oberhalb Dillingen an der Sauer, wo sie nur vereinzelt in dem wenig mächtigen Dolomit auftreten, während am rechten Ufer des « Olbaches » bei Biegelbach dem Grenzdolomit eine 0.20 m mächtige Lage von Konglomerat mit Geröllen bis Wallnußgröße eingeschaltet ist. Auch an der Gaybachmündung, am linken Hang über der Sauer sind dem Grenzdolomit Konglomerate mit mehr oder weniger groben Geschieben von Quarz, Quarzit und Kieselschiefer eingeschaltet. (GREBE, Erläuterungen zu Blatt Wallendorf, 1892 p. 6.)

Etwas weiter westlich, am Bettendorfer Galgenberg, haben wir die gleiche Entwicklung. Über den plattigen, dolomitischen Kalken der Nodosusschichten folgen graue und rötliche, sandige Dolomite, 4 m mächtig, entsprechend den Grenzschiechten. Eine mergelige Zwischenlage ist zwischen den Nodosusschichten und den Grenzschiechten nicht zu beobachten. Darüber liegen rote Sandsteine mit lebhaft roten und untergeordneten bunten Mergeln, die von grauen Dolomiten mit vereinzelt Quarzgeröllen überlagert werden. Diese Schichten vertreten die Bunten Mergel nebst dem Grenzdolomit.

2. Im Gebiete des « Gilsdorfer Steines ».

Vom Galgenberg ab nach Westen nehmen die Grenzschiechten rasch an Mächtigkeit zu, werden sandig und entwickeln sich zu einem geschätzten Hausteine, der als « Gilsdorfer Stein » weithin Verwendung findet. Die Gruben erstrecken sich von dem bewaldeten Plateau « Großbradt » bei Bettendorf bis über die Haardt hinaus bei Ingeldorf. Auch über dem linken Talgehänge der Sauer bestehen Gruben auf dem Niederberg und dem Fohrberg nördlich Bettendorf.

In den Steinbrüchen am Nordrand des Plateau « Großbradt » kann folgendes allgemeines Profil beobachtet werden.

1) Über dem klotzigen, unebenschichtigen Nodosuskalk, der in den Gruben teilweise erschlossen ist, folgen die grünlichgrauen, untergeordnet rötlichen, dolomitischen Sandsteine, in dicken Bänken brechend (Werkstein) von 4—5 m Mächtigkeit. Sie entsprechen den Grenzschiechten. Eine dünne, kaum 1 cm mächtige, graue oder rötliche Mergellage schiebt sich zwischen die wulstige Oberfläche des Nodosuskalkes und den grünlich grauen Sandstein, so daß dieser sich leicht von dem Kalkstein abheben läßt.

2) Über dem Werkstein folgen bunte, bröckliche Mergel, 0.8—1.0 m mächtig.

3) Darauf folgt der sogenannte « Bengelick » der Steingrubenarbeiter. Es ist ein stark dolomitisches, recht bunt gefärbtes, klotzig brechendes Gestein mit untergeordneten, meist festen, buntgefärbten Mergeln. Mächtigkeit 4 m.

4) Über dem « Bengelick » liegt der eigentliche « Abraum », hier 8 m mächtig. Er setzt sich aus bunten Mergeln mit dazwischen gelagertem hellem, steinmergelartigem Dolomit zusammen.

5) Über diesen bunten Mergeln liegt ein Horizont von rötlichem Sandstein und von grauem Dolomit mit eingestreuten Quarzgeröllen, im Mittel 1.50 m mächtig.

Dann folgen rote Sandsteine und rote Mergel mit Steinsalz pseudomorphosen. Wir sind im Pseudomorphosenkeuper (Gipskeuper).

In diesem Profil sind die Schichten unter (1) zu den « Grenzschiechten », unter (2—4) zu den « Bunten Mergeln », (5) zum « Grenzdolomit » zu stellen.

In den Steinbrüchen in dem westlich anschließenden Schafbusch wollen wir nur den « Werkstein » ins Auge fassen :

Der Sandstein (Werkstein) bricht in dicken Bänken, hat gut ausgeprägte Klüftung, aber kaum erkennbare Schichtflächen, hebt sich aber leicht von dem liegenden, wulstigen Nodosuskalk ab, infolge der Zwischenlage einer sehr dünnen Mergelschicht. Die Farbe ist gelblich oder grünlich, seltener rötlich. Der Sandstein ist dolomitisch, besonders im untern und obern Teile. Im obern Teile führt das Gestein Reste von fein zerriebenen Muscheln, so daß hellere Streifen entstehen, die auch größern Kalkgehalt aufweisen und der Verwitterung weniger widerstehen. Es bildet sich hier eine Art Muschelbreccie aus, die nach Westen gröber wird, so daß wir bei Ettelbrück in dem gleichen geologischen Niveau eine grobe Muschelbreccie haben. Die Mächtigkeit des Werksteines ist im Schafbusch 5 m.

Die bedeutendste Entwicklung des dolomitischen Sandsteines, bis zu 7.5 m Mächtigkeit, haben wir in den Steinbrüchen auf « Broderbour » bei Gilsdorf. Hier besteht folgendes Profil durch die Myophorien-schichtengruppe: (von unten nach oben):

1) Dolomitischer Sandstein (Werkstein) 7.50 m

Der Sandstein ist graugrün, hellgelb, partienweise auch rötlich, feinkörnig, führt lagenweise vereinzelte Quarzgerölle bis über Wallnußgröße und fein zerriebenen Muscheldetritus. 1 m unter dem Hangenden fand G. FABER 1931 den Abdruck eines *Ceratites nodosus*. Auch VAN WERVEKE erwähnt einen 18 cm im Durchmesser messenden *Ceratites nodosus* in dem Sandstein von Gilsdorf (Erläuterungen 1887 p. 32, Fußnote).

2) Feste, rote, violette und graugrüne Mergel. 1.40 m
 3) Zwischenlage von Dolomit. 0.10 »
 4) Graue Mergel 0.05 »
 5) Dolomit, grau 0.25 »
 6) Graue Mergel mit Dolomit 0.10 »
 7) Dolomit 0.38 »
 8) Mergel, rot, violett, graugrün 0.50 »
 9) Dolomit 0.40 »
 10) Mergel, rot, violett, graugrün 1.80 »
 Ackererde.

Das Profil umfaßt hier die Grenzschichten (Nr. 1) und die Bunten Mergel (Nr. 2—10).

An der Ostseite der Haardt über der Straße Diekirch-Fels liefert ein neu angelegter Steinbruch gute Aufschlüsse (1938).

Am Fahrwege zum Steinbruch hinauf stehen dickbankige, stark glaukonitische Kalke mit Trochiten und dünnplattige Dolomite der Nodosusschichten an. Die Nodosusschichten führen hier vereinzelte Gerölle die weiter nach Westen hin zunehmen.

In dem Steinbruch ist die Kontaktfläche zwischen dem obern, plattigen, unebenflächigen, hellgrauen oder grünlichgrauen Nodosuskalk und dem dolomitischen Sandstein (Werkstein) gut erschlossen. Eine oft nur Pappdeckel dicke Lage von rötlichem oder grauem Ton trennt den Nodosuskalk von dem Werkstein.

1) Der Werkstein ist hier in seiner Gesamtheit 5—6 m mächtig. Er ist im untern Teil, etwa 1 m, stark dolomitisch, zeigt muscheligen Bruch und läßt sich nur als Pflasterstein oder Mauerstein benutzen.

Der mittlere Teil ist weniger dolomitisch und liefert einen vorzüglichen Haustein.

Nach oben wird der Werkstein wieder stark dolomitisch und findet die gleiche Verwendung wie im untern Teil. Feine Muschelbreccie und Gerölle finden sich auch hier im Werkstein. Sie sind etwas häufiger als auf Broderbour bei Gilsdorf.

2) Über dem Werkstein folgen rote, untergeordnet bunte Mergel mit dünnen Zwischenlagen von bunten Dolomiten und von dolomitischen Sandsteinen, die nach oben vorherrschen. Sie sind hier 3—4 m mächtig.

3) Den Abschluß bilden dichte, muschelig brechende Dolomite in mehreren Bänken und rote Sandsteine mit Geröllen, 2—3 m mächtig.

Auch hier können wir die Grenzsichten (1), die Bunten Mergel (2) und den Grenzdolomit (3) auseinander halten.

Analysen des Werksteines vom Broderbour bei Gilsdorf. Unterer Teil des Werksteines (Bengelick) :

Sand :	29.60%
Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ :	1.70%
CaCO ₃ :	37.66%
MgCO ₃ :	22.10%

Mittlerer Teil des Werksteines (Haustein) :

Sand :	73.47%
Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ :	2.50%
CaCO ₃ :	13.10%
MgCO ₃ :	10.11%

Analysen im Laboratorium der Landwirtschaftlichen Versuchsstation Ettelbrück ausgeführt (GOETZ, 1914 p. 385).

Wie oben erwähnt bestehen die hellern Lagen des Hausteines aus feiner Muschelbreccie. Die Analyse zeigt hier auch zunehmenden Kalk-Dolomitgehalt.

Eine Analyse von gleichmäßig graugrünem Sandstein (a) und von solchem mit hellen Streifen von feiner Muschelbreccie (b) ergab folgendes Resultat :

Dolomitischer Sandstein (Haustein) vom Broderbour bei Gilsdorf.

	a	b
SiO ₂	67.24	38.15
Al ₂ O ₃	1.85	0.92
Fe ₂ O ₃	2.26	1.95
CaO	8.79	18.32
MgO	6.44	13.03

Analyse des geologischen Landesaufnahmediestes, 1938.

Geologische Stellung dieser Schichtenfolge.

Die ununterbrochene Aufeinanderfolge von Nodosusschichten und dolomitischem Sandstein und das Auftreten von *Ceratites nodosus* in letzterem, zeigt, daß dieser zum obern Muschelkalk und zwar in unmittelbare Nähe der Nodosusschichten zu stellen ist.

Die Fossilien sind in dem dolomitischen Sandstein ziemlich selten. Doch konnte aus den Steinbrüchen von Gilsdorf folgende Fauna zusammengebracht werden, die sich in der Sammlung der geologischen Landesanstalt in Straßburg befindet. (GOETZ 1914, p. 389) :

Gervillia socialis, *Gervillia costata*, *Gervillia subcostata*, *Myophoria intermedia*, *Myophoria Goldfussi*, *Myophoria laevigata*, *Mytilus vetustus*, *Pecten discites*, cf. *Corbula nuculiformis*, cf. *Corbula gregaria* var. *dubia*, *Trigonodus Sandbergeri*, cf. *Lucina Schmidii*, *Natica gregaria*, *Chemnitzia* cf. *Schlotheimi*, Fischzähne, Saurierknochen.

Das Vorkommen von *Myophoria Goldfussi* und *Trigonodus Sandbergeri*, neben *Ceratites nodosus* zeigen, daß der dolomitische Sandstein stratigraphisch nicht höher als die « Grenzsichten » gestellt werden kann. Dazu kommt der ununterbrochene horizontale Übergang von dem normal entwickelten Dolomit der Grenzsichten zum dolomitischen Sandstein von Gilsdorf, den wir von der untern bis an die mittlere Sauer verfolgen können. Der Gilsdorfer Sandstein kann also nur als eine Fazies der « Grenzsichten » gedeutet werden.

Die bunten Mergel mit Dolomiten über dem Sandstein vertreten die « Bunten Mergel » und die obern Dolomite mit Konglomeraten die Grenzdolomite der Myophorienschichtengruppe. Auch hier lassen sich die Übergänge von der normalen Entwicklung an der untern Sauer her verfolgen. Anderwärts-treffen wir über dem Grenzdolomit überall die bunten Mergel mit Steinsalz pseudomorphosen des Keupers.

3. Am Niederberg und am Herrenberg.

Betrachten wir jetzt in Kürze die Entwicklung der Myophorienschichten auf dem, über dem gegenüberliegenden Sauerufer sich erhebenden, langgestreckten Niederberg, der sich in O—W-Richtung zwischen unterer Our und unterer Blees hinzieht und dem wir dann den westlicher gelegenen Herrenberg bei Diekirch anschließen.

Der Höhenrücken des Niederberges besteht im östlichen Teil aus Nodosusschichten, die zum Teil durch rote Lehme und Gerölle verdeckt sind. Erst westlich der Linie Mösdorf—Hösdorf beginnen die Myophorienschichten, von denen meistens nur die « Grenzsichten » (Dolomitische Region) vertreten sind.

Nahe dem Wege, der vom Kapendahl bei Mösdorf auf das Plateau heraufführt, sieht man unter dem Plateau wie über normal entwickelten Trochiten- und Nodosusschichten sich ohne nennenswerte Zwischenlagerung von Mergeln dichte, steinmergelartige Dolomite mit roten und grünen Flecken auflagern. Darüber folgt grünlicher, dolomitischer Sandstein mit vereinzelt Geröllen. Auf dem Plateau sind diese Gesteine in einer Reihe von kleinen Gruben erschlossen, die sich über den ganzen Höhenzug bis an dessen westlichen Steilabfall hinziehen.

In den am Wege vom Niederbergerhof zu Lehhof gelegenen Versuchsschächten ist nur der untere, steinmergelartige Dolomit erschlossen. Das Gestein ist hart, dicht, etwas klotzig, mit muscheligen Bruch, hellgrau mit roten und grünlichen Flecken und Zeichnungen. Oft besteht das Gestein wie aus wieder zusammengekitteten, scharfkantigen Brocken (Breccienstruktur). Es hat den Charakter eines Bengelick, wie man denselben auch in den Steinbrüchen über dem gegenüberliegenden, südlichen Sauerufer antrifft. Darüber folgt gut gebankter, grünlicher und rötlicher, dolomitischer Sandstein, der aber dünnbankiger ist als bei Gilsdorf: Vielfach ist das dolomitische Bindemittel lokal ausgelaugt, so daß Sandmassen entstehen, die stellenweise abgebaut wurden. Alle diese kleinen Brüche sind heute verlassen. Nach Westen hin verdrängen die dolomitischen Sandsteine allmählich den mehr bunten, steinmergelartigen, untern Dolomit und an dem westlichen Ende des Höhenzuges liegt ein großer, jetzt verlassener Steinbruch. Man beobachtet dort von oben nach unten:

Dunkler, sandiger Ackerboden, ohne Geröll, hervorgegangen aus verwittertem, dolomitischem Sandstein, 0.5—1.0 m mächtig.

2) Dünnplattiger bis schieferiger, rötlicher und grünlicher Sandstein, 3—3.50 m mächtig.

1) Dickbankiger, grünlicher Sandstein, nur undeutlich geschichtet, aber stark zerklüftet. In dem Sandstein sind viele Nester von Muschelanhäufungen, bestehend aus Bruchstücken und Steinkernen von *Gervillien* und *Myophorien*. Hin und wieder sind kleine Quarzgerölle eingeschwemmt. Dieser Sandstein bildet den Werkstein.

Darunter folgen die wulstigen, grauen, stellenweise stark glaukonitischen Nodosuskalke. Eine kaum $\frac{1}{2}$ cm starke Lage von rotem Mergel trennt den Nodosuskalk von den « Grenzsichten », die durch (1) und (2) vertreten sind.

Am Herrenberg beobachtet man an der West- und an der Nordseite über dem Nodosuskalk in größeren Steinbrüchen rote, feinkörnige Sandsteine und grünliche Dolomite mit viel Muschelresten und vereinzelt Quarzgeröllen, die dem Sandstein am Fohrberg entsprechen. Sie treten auch über dem Nodosuskalk ohne Mergelzwischenlagen auf. In den Stufen einer kleinen Treppe, die in einen der Brüche führt und die zweifelsohne dem Bruche selbst entnommen sind, fand sich der Abdruck eines großen *Ceratites nodosus*. Diese Sandsteine und Dolomite sind das Aequivalent des Gilsdorfer Sandsteines und vertreten wie dieser die Grenzsichten.

Doch kehren wir zu dem Talgehänge über dem Südufer der Sauer zurück. Westlich von der Straße Diekirch—Fels ziehen alte Steinbrüche am Nord- und Nordwesthang der Haardt und am Nordhang des Kasselsbusch bis westlich Ingeldorf hin. Es bietet sich an den Steilhängen dieser Höhenzüge immer das gleiche geologische Bild:

Am untern Rande des den Steilhang bekleidenden Waldes stehen dickbankige Trochitenkalke an, deren unterer Teil bereits Neigung zum Versanden zeigt.

Darüber folgen die Nodosusschichten, bestehend aus dichtem, teilweise Glaukonit führendem Dolomit, grau oder gelblich, stellenweise etwas bunt, gegen die Mitte mehr mergelig, nach oben stellt sich aber stets wulstiger und klotziger, dichter, dolomitischer Kalk ein.

1) Auf diesem klotzigen Kalke liegt die Basis aller Steinbrüche. Sie zeigen sandigen Dolomit und dolomitischen Sandstein, graugrünlich oder hell, nach oben mit rötlichen oder violetten Flecken. Anhäufung von Muscheln, unter denen Gervillien und Myophorien zu erkennen sind und die eine Muschelbreccie bilden, treten nebst Quarzgeröllen immer wieder in verschiedenem Niveau auf und nehmen nach Westen an Zahl zu, während die Mächtigkeit des bauwürdigen Sandsteines abnimmt.

2) Über der geschlossenen Sandsteinabteilung folgen 2—3 m bunte Mergel mit vereinzelt Dolomit- und Sandsteinbänkchen.

3) Diese Mergel werden bedeckt von hellen, dichten, steinmergelartigen Dolomiten, die ebenfalls Gerölle führen und bis 2 m mächtig sind.

Hiermit schließt die Myophorienschichtengruppe ab, denn darüber folgen Mergel und Sandsteine mit Geröllen, die meist reichlich Steinsalzpsedomorphosen führen und zum Keuper gehören, während die Dolomite unter (3) dem Grenzdolomit, die Mergel unter (2) den Bunten Mergeln und der dolomitische Sandstein unter (1) den Grenzschiefern entsprechen.

4. Zwischen Ettelbrück und Cruchten.

Etwas weiter westlich, am oberen Rande des östlichen Talgehänges des oberen «Ditchesbaches», südlich Ettelbrück, beobachtet man eine Faziesänderung im Grenzdolomit.

Der Dolomit oder dolomitische Sandstein wird zellig und die Zellen sind ausgekleidet mit einem Belag von hellen Dolomitspatkristallen. Dieser Zellendolomit ist grünlich, auch violett oder rötlich gefleckt. Dazu kommt grünlicher, stark dolomitischer, löcheriger Sandstein, der leicht zu Dolomitasche zerfällt und sich bei der Verwitterung mit einer dunkelbraunen Rinde überzieht. Der dolomitische Sandstein geht oft so unvermittelt in den zelligen Dolomit über, daß man an kopfgroßen Bruchstücken auf einer Seite oft dichten, grünlichen Sandstein, auf der entgegengesetzten Seite bunten, zelligen Dolomit antrifft. Kleine, meist helle Quarzgerölle treten stets auf und häufen sich mitunter so an, daß sie Konglomeratlagen bilden. Neben diesen, mit einem Belag von Dolomitspatkristallen bekleideten Drusen, bei denen ein Hohlraum frei bleibt, trifft man solche Hohlräume, welche ganz ausgefüllt sind mit einer weißen Masse von Dolomitspatkristallen, so daß in dem Gestein erbsengroße, weiße Einschlüsse liegen. Man kann dann von Mandeldolomit oder konkretionärem Dolomit sprechen. Der Zellen- und Mandeldolomit hat regionale Verbreitung nach Westen hin bis nach Ewerlingen, nach Süden bis bei Essingen im untern Alzettetal. An den Aufschlüssen über der Nuck und am oberen Ditchesbach bei Ettelbrück kann der Übergang vom dichten Dolomit zum Zellendolomit beobachtet werden, so daß an der stratigraphischen Stellung des Zellendolomites kein Zweifel besteht. Es ist eine Fazies des Grenzdolomites. Besonders klar läßt das sich am oberen Kieselbach bei Schieren beobachten. Im oberen Kieselbachtal führen die beiden Stufen des Hauptmuschelkalkes Glaukonit und stellenweise reichlich Quarz- und Quarzitgerölle bis zu Wallnußgröße. Eine 30—50 cm starke Mergelbank schiebt sich hier zwischen Trochiten und Nodosusschichten ein. Letztere schließen nach oben mit einer wulstigen Oberfläche ab.

(1) Darüber folgt gut gebankter, dolomitischer Sandstein, gegen dessen Basis 0.10 m bunte Mergel eingeschaltet sind. Die Farbe ist grünlich mit roten und bläulichen Flecken. Dem Sandstein ist reichlich Quarzgeröll eingelagert, das in 0.10 bis 0.15 m starken Linsen und Lagen angeordnet ist. Ein abbauwürdiger Werkstein besteht hier nicht mehr. Im oberen Teil sind 0.30 m bunte Mergel eingelagert.

Über den Mergeln folgt 2 m Muschelgebäck, das eine massige Ablagerung ohne Schichtung und mit vereinzelt Quarzgeröllen bildet. Die Muschelbreccie ist gelblichweiß und in den von aufgelösten Muschelschalen herrührenden Hohlräumen befindet sich ein rötlicher Kalkbelag. Hiermit schließen die Grenzschiefern ab.

(2) Es folgen lebhaft bunte Mergel, die bei der Erbreiterung der Straße Schieren—Stegen (1938) gut erschlossen waren. Den Mergeln sind unten 0.20 bis 0.70 m starke Bänke von hellem, steinmergelartigem und von knolligem, mehr buntem Dolomit eingeschaltet. Höher schieben sich grünliche und rote, zum Teil lockere Sandsteine ein und die Mergel werden sandig und zeigen vorherrschend rote Farben. Die Gesamtmächtigkeit ist 6 m.

Diese Abteilung entspricht den Bunten Mergeln.

(3) Darüber liegt der Grenzdolomit in der Ausbildung eines zelligen oder konkretionären Dolomites, wie er höher aus dem Ditchesbach beschrieben wurde. Dolomitischer Sandstein und Zellendolomit gehen in raschem Wechsel ineinander über. Manchmal trifft man auch löcherigen Sandstein ohne Belag von Dolomitenkristallen in den Hohlräumen. Die Quarzgerölle reichern sich lagenweise bis zur Konglomeratbildung an. Die Mächtigkeit ist 2,50 m.

Über dem Dolomit folgt bunter, vorherrschend roter Mergel mit eingeschaltetem dolomitischen Sandstein und dünnplattigem, bläulichem, verkieseltem Sandstein von 2 bis 5 cm Stärke, der reichliche Steinsalzpsedomorphosen führt. Wir sind im Keuper. Mit dem Zellendolomit schließt die Myophorienschichtengruppe ab.

Die Beschreibung dieser Einzelprofile am Südrande des Oeslings mag auf den ersten Blick langweilig und überflüssig erscheinen, ist aber unerläßlich, wenn man die stratigraphischen Verhältnisse besonders westlich Ettelbrück klar übersehen will. So beobachten wir in dem Gilsdorfer Werkstein die Muschelbreccie zuerst als feine, helle Streifen. Dort treten auch nur ganz vereinzelt in dem dolomitischen Sandstein kleine Quarzgerölle auf. Im Grenzdolomit konnten wir bereits im Nordflügel der Weilerbacher Mulde, bei Dillingen, Quarzgerölle antreffen. Quarzgerölle und Muschelanhäufungen nehmen nach Westen so zu, daß wir im Kieselbach bei Schieren förmliche Linsen und Lagen von Konglomerat in den Grenzschiefern und im Grenzdolomit antreffen. Ja bereits in dem Hauptmuschelkalk stellen sich hier Quarzgerölle ein. Die Muschelbreccie bildet hier förmliche kleine Bänke. Weitere Konglomerate schieben sich auch im Keuper ein, die im untern Alzettetal und besonders nach Westen in dieser Formation über die Mergel vorherrschend werden. Die Konglomeratbildung erlangt also eine solche Mannigfaltigkeit, daß es bei dem Fehlen von Fossilien westlich des Rodbach nur möglich ist bei schrittweisem Fortschreiten die Stratigraphie zu entwirren. Jeder Vergleich der Schichten in ihrer Ausbildung auf größere Entfernung hin ist hier unmöglich und einige der verhängnisvollsten Irrtümer in der stratigraphischen Deutung der Fazies am Südrande des Oeslings rühren daher, weil man auf allzugroße Abstände hin vergleichend schlußfolgerte.¹⁾

Gehen wir etwas höher das untere Alzettetal hinauf bis zur Ortschaft Cruchten.

In den Steinbrüchen nördlich des Dorfes, an der Straße, werden die Grenzschiefern abgebaut. Es sind von unten nach oben :

1) Helle, etwas sandige Dolomite mit Muschelanhäufungen von *Gervillien* und *Myophorien* und mit vereinzelt Geröllen. Schichtung ist kaum zu erkennen, aber starke Querklüftung. Es sind 2 m erschlossen. Im Bache daneben stehen die *Nodosusschichten* an.

2) Rötlicher, gut gebankter, dolomitischer Sandstein. Gelegentlich wird der Sandstein grünlich oder nimmt bunte Farben an. Nach oben geht er in klotzigen Dolomit mit bunten Farbtönen (*Bengelick*) über. Mächtigkeit 4 m.

Darüber folgen die « Bunten Mergel ». Es sind violette, dunkelblaue, grünliche, untergeordnet rote Mergel mit plattigen Dolomiten. Die Mergel herrschen nach oben ganz vor. Es sind 4 m, stellenweise 5 m erschlossen.

Der Grenzdolomit ist hier nicht aufgeschlossen. Einen guten Aufschluß beobachtete ich im Dorfe selbst in einer Baugrube (1938). Dichte Dolomite, die fast unvermittelt in dicht gepacktes Konglomerat mit weißen Quarz- oder grauen Quarzgeröllen übergehen, wechseln mit Zellen- und Mandeldolomit sowohl in vertikaler wie in horizontaler Richtung schnell ab. Der Grenzdolomit hat hier die ungewöhnliche Mächtigkeit von 4 m

¹⁾ Im *Nodosuskalk* treten am Herrenberg bei Diekirch und an der Nuck bei Ettelbrück vereinzelt Quarzgerölle auf, die bei Schieren so zunehmen, daß förmliche Konglomeratlagen mit untergeordnetem kalkigen Bindemittel entstehen, die aber rasch wieder in reinen Kalkstein übergehen können. In den Kalksteinbrüchen des Kantons Redingen, besonders auf der Elz bei Oespern, bei Reimberg, bei Hostert u. a. beobachtet man ein gleiches Verhalten. MORIS (1854), WEISS (1869), BENECKE (1877) stellen deshalb auf Grund der gleichen faziellen Ausbildung die Stufe der kalkigen Konglomerate im Gebiete nördlich der obern Attert in den Obern Muschelkalk. Bei dem häufigen Auftreten von Geröllen in den verschiedensten Horizonten der Trias am Rande des Oeslings braucht die Schwäche dieser Beweisführung keiner weitern Betonung. Ein genaues Verfolgen der Übergänge beweist daß die kalkigen Konglomerate des Kantons Redingen in den Psedomorphosen Keuper gehören. (Vgl. weiter unten das Kapitel : Entwicklung des Psedomorphosenkeupers nördlich der Liasplatte.)

ohne daß das Liegende aufgeschlossen war. Gleich höher aber treten in bunten Mergeln mit rötlichem Sandstein Steinsalzpseudomorphosen auf.

Beim Helbacher Hof, der Essinger Mühle gegenüber, findet sich in einem Steinbruch folgendes Profil:

1) Über dem Nodosuskalk in normaler Entwicklung folgen die Grenzschiefer: Gutgeschichteter, grünlicher und roter Sandstein mit Lagen von sehr festem, hellen Dolomit und mit dünnen Zwischenlagen von bunten Mergeln. Der Sandstein führt nesterweise Muschelbreccie. Oben liegt steinmergelartiger Dolomit. Gesamtmächtigkeit 6 m.

2) Bunter Mergel. Über den « Grenzschiefer » folgen 2 m mächtige, kräftige, rote, violette und grünliche Mergel. Dann kommt hellweißer, muschelartig brechender, steinmergelartiger, dichter Dolomit, 60 cm mächtig mit ausgeprägter Breccienstruktur. Diese charakteristische Bank hat im untern Alzettal regionale Verbreitung. Es folgen bunte Mergel mit grünlichem, grauem und rotem Sandstein und höher helle Dolomite mit bunten Flecken, denen untergeordnet Mergel eingeschaltet sind. Die Gesamtmächtigkeit dieser Stufe ist 8 m.

3) Der Grenzdolomit ist durch 2 m dichten und koncretionären Dolomit vertreten.

Über dem Grenzdolomit treten bunte Mergel mit dünnplattigen, feinkörnigen, blaugrünen Sandsteinen mit Pseudomorphosen nach Steinsalz auf. Mit diesen bunten Mergeln beginnt der Keuper.

5. Im untern Attertthal.

Die gleiche Entwicklung der Myophorienschichten läßt sich im untern Attertthal und dessen Nebentälern, besonders den von Norden herkommenden, beobachten.

1) Die Grenzschiefer bestehen aus rötlichem oder grünlichem, gut gebanktem Sandstein und rötlichem oder violetter Dolomit, in mehr klotziger Ausbildung. Lagen von Muschelbreccien und vereinzelte, seltener gehäufte Gerölle sind eingeschaltet. Die Übergänge vom Sandstein zum Dolomit sind meistens unvermittelt. Man kann diese Übergänge oft an einem kubikmetergroßen Block beobachten. Die Mächtigkeit ist 4—5 m.

2) Die Abteilung der « Bunten Mergel » besteht aus vorherrschend roten, untergeordnet grünen oder violetten Mergeln mit vereinzelten Bänken von klotzigem, sandigem Dolomit und von rötlichem oder grauem Sandstein. Mächtigkeit 6—8 m.

3) Der Grenzdolomit ist als Zellen- und Mandeldolomit entwickelt, der bei Bissen mit 7—8 m seine größte Mächtigkeit und auch seine ausgeprägteste Struktur erreicht. Er ist in den Steinbrüchen zwischen Bissen und Boewingen längs der Staatsstraße gut aufgeschlossen. Der Zellendolomit bildet auch hier kein einheitliches Gestein, sondern grünliche und rötliche Sandsteine wechseln mit Dolomitlagen ab und das drusige Gestein kann fast unvermittelt in dichten Dolomit oder in groben Sandstein übergehen. Beim Zellendolomit besteht die Grundmasse aus einem grünlichen, rötlichen auch violetten, stark dolomitischen Sandstein mit rundlichen weißen Einschlüssen, welche mit Dolomitkriställchen ausgefüllte Drusenbildungen darstellen. Diese weißen Einschlüsse zeigen folgende Zusammensetzung: SiO_2 0.69%; $\text{FeO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ 0.35%; CaO 31.05%; MgO 21.43%; CO_2 46.44%. (GOETZ 1914 p. 394.)

Auch im Attertthal folgen über dem Zellendolomit bunte Mergel mit Steinsalzpseudomorphosen.

Bei der Mühle von Boewingen taucht der Zellendolomit unter das Niveau des Tales und kommt erst am östlichen Eingang des Dorfes Ewerlingen an einer Verwerfung wieder zu Tage.

Südlich Michelbuch stellen sich im oberen Teile des Zellendolomites Kieselknollen und verkieselte Einlagen ein. Sie sind honiggelb bis blaßgelb, von muschelartigem Bruch, teils massig, teils drusig-knollig ausgebildet. In den Feldern trifft man sie, wegen ihres Widerstandes gegen Verwitterung, vielfach und man könnte sie bei oberflächlicher Betrachtung für Tertiärquarzitknollen halten.

Recht reichlich fanden sich diese verkieselten Partien im Zellendolomit bei Ewerlingen in den Steinbrüchen beim Schloß und am gegenüberliegenden Ufer der Attert, am Feldweg zum « Ehl ». Hier treten sie an einer Verwerfung auf.

6. Im Warktal.

Am Kochert bei Niederfeulen bildet der Zellendolomit die Oberkante des Hanges und zieht als ununterbrochenes Band um den langgestreckten Rücken. Manchmal ist er zwar nur in Einzelblöcken oder Lesesteinen aufzufinden, aber die Steilstufe unter der Oberkante zeigt, daß er überall vorhanden ist.

Rötliche und bunte Mergel als Vertreter der Abteilung der « Bunten Mergel » sind nur wenig erschlossen.

Die Grenzsichten bestehen aus rötlichem, dünngeschichtetem Sandstein und aus stärkern kalkigen Bänken mit Muschelgebäck und mit Lagen von Quarzgeröllen. Mächtigkeit 5—6 m.

Nach Westen nehmen die Sandsteine und sandigen Dolomite an Mächtigkeit und Geschlossenheit wieder zu und bald entwickelt sich daraus der « Merziger Sandstein », ein Äquivalent des « Gilsdorfer Steines », dem er auch stratigraphisch gleich zu stellen ist. Nur durch ein Tal von dem westlichen Ausläufer des Kochert getrennt, am Wege von Merzig nach Karlshof, beginnen die Steinbrüche, die sich ununterbrochen bis an die Straße Grosbous—Vichten hinziehen.

Profil durch die Steinbrüche am östlichen Ende des Kockelberg, nahe dem Wege Merzig—Karlshof.

Alle Steinbrüche werden unterlagert von roten Dolomiten mit *Gervillien*, *Myophorien* und *Terebratula vulgaris*, welche dem Terebratelhorizont entsprechen.

1) In den Steinbrüchen folgen über dem Terebratelhorizont graue, violette oder grün gefleckte, sehr feste Dolomite, mit Lagen von lockerem Muschelgebäck, meistens aus *Myophorien* bestehend. Kubikmetergroße Blöcke zeigen unvermittelten Übergang vom bunten Dolomit in rötlichen oder grünlichen Sandstein oder in Muschelgebäck.

Darüber liegt die eigentliche Werkbank, ein dolomitischer Sandstein, außen rötlich durch Infiltration, innen graugrünlich.

2) Über dem Werkstein liegt ein Abraum von roten Mergeln mit dünnen Lagen von hellem, buntem Dolomit.

3) Es folgt der Zellendolomit, der in vereinzelt Felsblöcken 1—2.50 m hoch aus dem Boden herausragt. Die Schichten unter (1) entsprechen hier, wie im Vorhergehenden und Nachfolgenden den Grenzsichten, (2) den Bunten Mergeln, (3) dem Grenzdolomit.

Profil aus einem Steinbruch über dem Dorfe Merzig.

(1) Der Werkstein ruht ohne wesentliche Mergelzwischenlage auf den roten, sandigen Dolomiten der Terebratelregion (Nodosuskalk). Über dem Dorfe Merzig ist er 3—4 m mächtig, nimmt aber nach Osten ziemlich schnell, nach Westen mehr allmählich ab. Die Farbe ist im untern Teile rot bis blaßrot, nach oben graugrün oder weiß, manchmal mit braunen Flecken. Hin und wieder tritt ein Quarzgeröll auf. Lagen von Muscheln sind selten, nehmen aber nach Osten und nach Westen hin bis zu einer förmlichen Muschelbreccie zu.

Der untere Sandstein ist härter, reicher an dolomitischem Bindemittel, unebenflächig. Auch im Dache liegt eine 0.30—0.40 m starke Bank von Bengelick. Der beste Werkstein liegt im mittleren Teile. Die Verhältnisse sind die gleichen wie in den Steinbrüchen von Gilsdorf.

Über dem Werkstein liegt 8—10 m mächtiger Abraum. Über den verschiedenen Brüchen beobachtet man kleine Varianten. Hier ein Detailprofil, das Dr. GUSTAV FABER 1931 in einem frischen Aufschluß aufgenommen hat:

(2) Mergel, rot, sandig, polyedrisch zerfallend	0.25 m
Dolomit, hell, dicht, mit einer dünnen Mergellage	0.60 »
Mergel, violett, mehr oder weniger gut geschichtet	0.20 »
Sandstein, klotzig, sehr hart, dolomitisch, rot oder grün	1.00 »
Ton, rot, fett	2.00 »
Mergel, rot, sandig, eckig zerfallend	1.00 »
Mergel, wie vorhin, nach unten in grünen Sandstein übergehend	0.40 »

Ton, fett, rot	0.40 m
Mergel, rot, sandig, polyedrisch zerfallend.	0.20 »
Ton, fett, rot.	0.05 »
Sandstein, grün, polyedrisch zerfallend, nach unten in roten und grünen, weichen Sandstein übergehend	1.45 »
Mergel, rot und grün, eckig zerfallend	0.70 »
Sandstein, grün	0.30 »
(3) Dolomit zellig oder konkretionär, in Einzelblöcke aufgelöst	1.00 »
Ackererde.	

Die unter (2) aufgezählten Schichten entsprechen der Abteilung der « Burten Mergel » (ku¹). Die Dolomite unter (3) vertreten den Grenzdolomit (ku²).

Pseudomorphosen nach Steinsalz treten in den bunten Mergeln unter dem Zellendolomit nicht auf, finden sich aber in den Mergeln unmittelbar über demselben.

Südlich Grosbous, an der Straße nach Vichten, am Nordrande des Waldes, kann man in einem verlassenem Steinbruch die gleiche Folge beobachten, nur sind die Mächtigkeiten hier reduziert.

(1) Die Werkbank, 2—2.50 m mächtig, besteht aus grünlichem, dolomitischem Sandstein. Inmitten derselben findet man Geröll führende Lagen, die in eine helle Muschelbreccie übergehen. Auch in dieser sind weiße und graue Quarzgerölle eingestreut. Die Muschelbreccie bildet Linsen, die 2—3 m lang sind und bis zu 1 m anschwellen können. Sie verdrängen also partienweise den Werkstein. Nach oben trifft man in der Werkbank vielfach die Abdrücke oder Steinkerne von großen *Myophorien*.

(2) Es folgen bunte Mergel mit Zwischenlagen von Sandstein und Dolomit, etwa 3 m erschlossen.

(3) Etwas höher tritt der Zellendolomit auf.

An den Hängen über dem Talkessel von Vichten sind die Myophorienschichten ebenfalls gut ausgebildet.

So konnte man 1939 an einem neu angelegten Feldweg am Osthang der Haardt beobachten :

(1) Über der Terebratelregion folgt gelblich grüner, auch bunt angelaufener dolomitischer Sandstein, darüber roter, feinkörniger Sandstein mit Muschelbreccie. Die Mächtigkeit ist 2.50—3 m.

(2) Bunte Mergel, unten mit hellem, steinmergelartigem Kalk, höher mit Lagen von grauem und grünlichem Sandstein und Dolomit. Mächtigkeit 5 m.

(3) Zellendolomit, 3 m mächtig. In den obern Lagen tritt stellenweise Geröll auf.

Das für die Deutung der Ausbildung der Muschelkalkformation in ihrem westlichen Auskeilen so wichtige Profil der Schankengraecht bei Pratz zeigt einen relativ guten Aufschluß in den Myophorienschichten.

Über den rund 0.90 m mächtigen Nodosusschichten mit der charakteristischen Terebratelregion folgen :

(1) Mittelkörniger, rötlicher und grünlicher Sandstein. 3 m mächtig.

Gut gebankter, heller und rötlicher, feinkörniger Sandstein mit Muschelbreccie und vereinzelt Geröllen, 1.5 m mächtig.

(2) Sandige knollige Mergel mit Einlagen von hellem und rötlichem Dolomit, rund 5 m mächtig.

(3) Zellendolomit, 2 m.

Am linken Gehänge des Rodbachtals sind die Abteilungen (1) und (2) bei der Ortschaft Reimberg noch einmal aufgeschlossen. Bei Niederplatten, am Wege nach Schandel sind sie nur mehr angedeutet. Bloß die Abteilung (3), der Zellendolomit, zieht in guter Ausbildung an dem ganzen, von Norden nach Süden gerichteten Talgehänge hin, bis nach Ewerlingen, wo das Vorkommen von Zellendolomit bereits höher erwähnt wurde. Auf dem rechten Talgehänge des Rodbachtals ist er nirgends mehr zu finden. Hier geht die Myophorienschichtengruppe mit dem zur Terebratelregion reduzierten Hauptmuschelkalk zu Ende.

Die Faziesveränderungen einzelner Abteilungen der Myophorienschichten am Südrande des Oeslings sind recht ausgeprägt. Dies gilt besonders für die Abteilung der Grenzschiefer (1) und des Grenzdolomit (3), weniger für die Bunten Mergel (2).

Von der Our ab bis an den Galgenberg, westlich Mösdorf, bestehen die Grenzschiefer aus grauen, dichten, dolomitischen Kalken, welche nach unten durch eingelagerte Mergel schieferig werden und eine Mächtigkeit von 2—3 m aufweisen.

Westlich vom Hirtzenhof gehen die dolomitischen Kalksteine rasch in einen gelblich grauen, graugrünen oder rötlichen, dolomitischen Sandstein mit Lagen und Nestern von Muschelanhäufungen über, der unten und oben stärker dolomitisch ausgebildet ist. Dieser Sandstein in mehr oder weniger feinkörniger Ausbildung und in einer Mächtigkeit von 4—7 m zieht an beiden Hängen des Sauertales bis nach Ettelbrück, am rechten Gehänge des Warktales bis nach Grosbous und im untern Alzettetal bis nach Essingen bei Mersch. Er wird vielfach als Hau- und Baustein gewonnen.

Die innige Verbindung mit den Nodosusschichten, das Auftreten von *Ceratites nodosus* bei Gilsdorf und am Herrenberg, von hochmündigen *Ceratiten* bei Vichten, von *Trigonodus Sandbergeri* bei Gilsdorf und bei Feulen beweisen, daß dieser Sandstein zum Oberen Muschelkalk gehört, und nach dem massenhaften Vorkommen von Myophorien als «Grenzschiefer» (früher «Dolomitische Region») der Myophorienschichtengruppe aufzufassen ist.

Die Bunten Mergel (2) sind am ganzen Südrande des Oeslings gleichmäßig ausgebildet und nehmen nach Westen nur an Mächtigkeit ab. Sie bestehen aus roten, untergeordnet grauen, violetten und grünen Mergeln, denen Dolomite und Sandsteine eingelagert sind, die nach oben einen fast geschlossenen Horizont bilden können. Gegen die Basis tritt eine etwa 0.5 m starke Bank von hellem, steinmergelartigem Dolomit, oft mit Breccienstruktur, auf, die fast regionale Verbreitung hat. Die Mächtigkeit steigt bis zu 8 m, kann aber bis auf 3 m reduziert sein.

Der Grenzdolomit (3) ist von der Our bis gegen Ettelbrück schwach entwickelt. Er besteht aus einer Bank von grauem, sandigem Dolomit, dem lagenweise Quarzgerölle eingelagert sind. Bei Ettelbrück schalten sich zellige und konkretionäre, meist buntfarbige Dolomite ein, die so vorherrschen, daß der Grenzdolomit in der Fazies des Zellendolomites auftritt. Er führt vielfach viel Geröll, das aber nach Westen wieder abnimmt. Der Zellendolomit bildet einen leitenden Horizont, den man im untern Alzettetal bis nach Essingen, im Attertetal bis westlich Ewerlingen sowie im Warktal und im Rodbachtal an deren östlichen Hängen beobachten kann. Westlich des untern Rodbachtals fehlt er. Er wird überall von bunten Mergeln mit Steinsalzpsedomorphosen abgelagert. Über dem Zellendolomit beginnt also der Keuper und ist die Myophorienschichtengruppe abzuschließen.

Versteinerungen des oberen Muschelkalkes.

+ Im Mosel- und Untersauertalgebiet gefunden.

* Am Südrande des Oeslings gefunden.

1) Trochitenschichten (mo¹).

cf. <i>Pagiophyllum</i> sp. FLICHE *	<i>Myophoria laevigata</i> v. ALB. + *
<i>Voltzia heterophylla</i> A. BRONGN. *	<i>Myophoria orbicularis</i> BR. *
<i>Encrinurus liliformis</i> LAMCK. + *	<i>Myophoria ovata</i> GOLDF. +
<i>Terebratulula vulgaris</i> SCHL. + *	<i>Myophoria simplex</i> STROMB. *
<i>Ostrea difformis</i> SCHL. *	<i>Corbula gregaria</i> MÜNST. +
<i>Ostrea spondyloides</i> SCHL. +	<i>Astarte triasina</i> F. ROEM. +
<i>Pecten discites</i> SCHL. +	<i>Myoconcha gastrochaena</i> DUNKER. +
<i>Lima lineata</i> SCHL. + *	<i>Lucina</i> sp. +
<i>Lima striata</i> SCHL. + *	<i>Natica pulla</i> GOLDF. +
<i>Gervilleia socialis</i> SCHL. *	<i>Natica gregaria</i> SCHL. +
<i>Gervilleia costata</i> SCHL. +	<i>Chemnitzia scalata</i> SCHL. + *
<i>Mytilus</i> cf. <i>eduliformis</i> SCHL. +	<i>Ceratites flexuosus</i> PHIL. *
<i>Myacites elongatus</i> SCHL. *	<i>Placodus</i> (Zähne) +
<i>Myophoria vulgaris</i> SCHL. + *	

2) Nodosusschichten. (mo²).

Reste von *Voltzien* +
Terebratula vulgaris SCHL. + *
Ostrea spondyloides SCHL. *
Pecten laevigatus SCHL. *
Pecten discites SCHL. + *
Pecten Alberti GOLDF. + *
Lima striata SCHL. + *
Lima gigantea DESH. *
Lima lineata SCHL. *
Gervilleia socialis SCHL. + *
Gervilleia Goldfussi v. STROMB. *
Gervilleia costata SCHL. *
Gervilleia subcostata SCHL. *
Myophoria vulgaris SCHL. + *

Myophoria laevigata v. ALB. *
Myophoria cf. *elegans* DUNK. +
Myophoria ovata GOLDF. +
Mytilus eduliformis SCHL. +
Mytilus vetustus GLDF. +
 cf. *Lithodomus rhomboidales* SEEB. +
 cf. *Lucina donacina* SCHL. +
Myoconcha Thailani STROMB. +
Macrodon Beyrichi STROMB. +
Chemnitzia scalata SCHL. *
Ceratites nodosus DE HAAN + *
 Hochmündige *Ceratiten* (nicht näher bestimmbar)*
Ceratites (dorsoplanus?) hochmündig *

Versteinerungen der Myophorienschichtengruppe.

1) Grenzsichten (Dolomitische Region) (mo³).

Lingula tenuissima BR. +
Terebratula vulgaris SCHL. *
Pecten laevigatus SCHL. + *
Pecten discites SCHL. *
Pecten Alberti GLDF. *
Gervilleia socialis SCHL. + *
Gervilleia costata SCHL. + *
Gervilleia Goldfussi v. STROMB. *
Myophoria vulgaris SCHL. + *
Myophoria laevigata v. ALB. + *
Myophoria Goldfussi v. ALB. + *
Myophoria intermedia SCHAUR. + *

Mytilus vetustus GLDF. *
Anoplophora lettica QU. +
 cf. *Lucina Schmid* GEIN. *
 cf. *Corbula nuculiformis* ZENK. sp. *
 cf. *Corbula gregaria* MSTR. *
Trigonodus Sandbergeri v. ALB. + *
Natica gregaria SCHL. *
Turritella perarmata sp. MÜNST. *
Ceratites nodosus DE HAAN. *
Estheria minuta GLDF. +
 Fischzähne *
 Saurierknochen *

2) Bunte Mergel (ku¹).

Pflanzenreste, Farnblätter, Equisetenstengel +

3) Grenzdolomit (ku²).

Lingula sp. +
Anoplophora lettica QU. +
Gervilleia socialis SCHL. +
Gervilleia subcostata GLDF. +

Myophoria vulgaris SCHL. +
Myophoria laevigata v. ALB. + *
Myophoria Goldfussi v. STROMB. +
Astarte triasina F. ROEM. *

III. — DIE KEUPERFORMATION.

Historisches und Entwicklung der heutigen Gliederung.

Keuper wird in dem linksrheinischen Gebiete zum ersten Male in den « Geognostischen Umrissen der Rheinländer zwischen Basel und Mainz » (1825) abgetrennt, und demselben die Schichtenfolge zwischen dem Muschelkalk und dem Gryphitenkalk zugeteilt. Im Keuper wird dann noch unterschieden toniger Sandstein und Gips in bunten Mergeln sowie ein Sandstein zwischen den obern bunten Mergeln und dem Gryphitenkalk.

Die untere Grenze liegt demnach über dem Muschelkalk, die obere über dem quarzigen Sandstein von Vic, welcher dem heutigen rhätischen Sandstein entspricht. Der Keuper hatte also die feste Umgrenzung, welche noch heute auf den geologischen Spezialkarten von Preußen zur Anwendung kommt. E. DE BEAUMONT, dessen Arbeiten in die gleiche Zeit fallen, aber etwas später veröffentlicht wurden, begrenzt die marnes irisées in gleicher Weise und macht auf zwei wichtige Horizonte aufmerksam: Auf den dolomitischen, plattigen Kalk im mittleren Keuper, der als « Horizont E. DE BEAUMONT » oder als « Hauptsteinmergel » bezeichnet wird und auf den Sandstein gegen die Grenze des Lias (Rhätischer Sandstein). Auf die roten Tone über diesem Sandstein wird zuerst 1851 von LEVALLOIS hingewiesen.

Auch J. STEININGER (1828) trennt in seiner preisgekrönten Arbeit über den geologischen Aufbau Luxemburgs über dem Muschelkalk und unter dem Luxemburger Sandstein eine Stufe ab, die er als « argile bigarrée et gypse ? » (aber mit einem Fragezeichen) benennt. STEININGER beschreibt Lage und Vorkommen dieser bunten Mergel mit Gips zwischen der Mosel und dem Ostrand des Luxemburger Sandsteinplateau so genau, daß man noch heute leicht wiederfindet was er angibt. Er beobachtete und schlußfolgerte, daß also zwei Gipsformationen bestehen, eine unter und eine über dem Muschelkalk, stieß aber seine eigene Schlußfolgerung um, weil er, durch die große Anzahl von Störungen im Moselgebiet verwirrt, zu der Auffassung gelangte, daß die Überlagerung des Muschelkalkes durch die Mergel mit Gips keine ursprüngliche sei, sondern daß durch die Störungen der Muschelkalk bald über, bald unter den Mergeln mit Gips liegt. STEININGER polemisierte sodann sogar gegen die Verfasser der « Geognostischen Umrisse, » welche in Lothringen eine gleiche Gipsformation wie in Württemberg festgestellt hatten und behauptete sogar die Gips- und Salzformation von Vic (an der Seille) sei unter den Muschelkalk zu stellen. Der Berichterstatter über die Arbeit STEININGERS, D'OMALIUS D'HALLOY, zog indessen aus den Beobachtungen den richtigen Schluß, wenn er in seinem Berichte schreibt, daß im Gebiete von Luxemburg also zwei Gipsformationen, eine unter und eine andere über dem Muschelkalk, bestehen.

Wichtig für die Kenntnis des Luxemburger Keupers wurde weiter das in Cessingen bei Luxemburg im Jahre 1839 bis zur Tiefe von 534 m hinuntergebrachte Bohrloch nach Steinsalz. (Siehe Tabelle Nr. VIII.) LEVALLOIS (1839) hat das Profil des Bohrloches richtig gedeutet und die durchteuften Schichten folgenden geologischen Stufen zugeteilt:

Calcaire liasique (calcaire à gryphées)	0 bis 62 m = 62.00 m
Grès de Luxembourg	62 bis 145.57 m = 83.57 m
Marne sableuse grisâtre	145.57 bis 171.00 m = 25.43 m

Diese entsprechen nach LEVALLOIS den « marnes ardoisées de Vic » also dem Rhät. (Genauer gegliedert umfassen sie die Planorbisschichten und den Rhät.)

Marnes irisées supérieures avec gypse et argiles salées .	171.00 bis 337.00 m = 166.00 m
Grès moyens des marnes irisées.	337.00 bis 345.90 = 8.90 m

Hierzu fügt LEVALLOIS bei: C'est le grés de Stuttgart», also Schilfsandstein, wodurch eine wichtige Stufe für die Orientierung und den Vergleich mit dem mitteldeutschen Keuper festgelegt wurde.

Marnes irisées inférieures avec gypse et argiles 345.90 bis 534.00 m = 188.10 m.

In dem gleichen Jahre veröffentlichte A. ROST (1839) eine Schrift über das Bohrloch von Cessingen, worin er folgende Gliederung der durchfahrenden Schichten gibt:

Von 0 bis 62 m; zuerst Schieferletten, dann Liaskalkstein mit *Gryphaea arcuata* und *Am. arictes*.

Von 62 bis 145.57 m: Luxemburger Sandstein,

Von 145.57 bis 171 m: Oberer Keupersandstein.

Es handelt sich hier um die Pylonotenschichten (Planorbisschichten) und den Rhätischen Sandstein. ROST bemerkt mit Recht, daß man die gleichen Schichten finde « an der Bergkuppe oberhalb Mutfort an dem rechten Ufer der Syr ». Hier stehen am Witteschberg Pylonotenschichten und Rhät. in guter Ausbildung an.

Von 171 bis 265.15: Oberer Keupermergel mit Gips.

Über die Stellung dieses Gipses bemerkt A. ROST p. 15 richtig: « Der Gips in den Gipsbrüchen zwischen Ersingen und Mutfort ist samt und sonders dem obern Keupermergel eingelagert. Er wird bedeckt vom Luxemburger Sandstein und unterteuft vom mittleren Keupersandstein, welche Verhältnisse an einem Bergabhang klar zu beobachten sind ».

Von 265.15 bis 345.09: Mittlerer oder toniger Keupersandstein.

Auch zu diesem Sandstein findet ROST den richtigen Beleg, wenn er schreibt: « Diese Sandsteinbildung mit wenig Tönen als Zwischenlage und ohne Gips kann bei dem Dorfe Ersingen und im obern Teile des « Herrenberges » (bei Ersingen) beobachtet werden. »

Von 345 bis 530 m: Mittlerer, bunter Keupermergel mit Gips.

Von 530 bis 534 m: Unterer bunter Keupermergel mit Gips.

Das Bohrregister gibt an: Tone, Gips mit starkem Kalkgehalt, zum Teil sandig, zum Teil wirklich Kalkstein. (Hier handelt es sich um den Grenzdolomit). Soweit das Bohrregister.

Nun müßte nach ROST folgen: Unterer toniger Keupersandstein. Von diesem Sandstein schreibt er: « Dieses Gebirge ist noch nicht erreicht. Bei Schwebsingen, nahe oberhalb des Dorfes, steht dieser Sandstein an. » (Dieser Sandstein ist in Wirklichkeit « mittlerer Keupersandstein » oder Schilfsandstein). Unter diesem « Untern Keupersandstein » erwartete ROST dann das Salz von Vic, Dieuze und anderer Lothringer Vorkommen. Hier lag der Irrtum, dem man sich hingab, als man das Bohrloch noch vertiefen wollte, um den Horizont des Lothringer Steinsalzes zu erreichen. Dieses liegt nämlich nicht, wie damals von den deutschen Geologen und auch von v. ALBERTI angenommen wurde, unter dem Untern Keupersandstein, sondern unter dem mittleren Keupersandstein oder dem Schilfsandstein. Wegen Mangel an Mitteln blieb das Bohrloch bei 534 m stehen.

ROST kommt neben LEVALLOIS jedenfalls das Verdienst zu, den Luxemburger Keuper richtig gegliedert und in Parallele mit dem rechtsrheinische Keuper gebracht zu haben. Seine Einteilung besteht in den Hauptzügen, wenn auch unter anderer Bezeichnung, noch heute.

Die von J. P. VAN KERCKHOFF (1848) gegebene Gliederung des Keupers in dem Bohrprofil des Bohrloches von Mondorf ist etwas unvollständiger (Siehe Tabelle Nr. II.)

Der teils konglomeratische Rhätsandstein ist, wohl wegen der Verwerfung welche die roten Tone abschneidet, nicht erkannt und zum Luxemburger Sandstein gezogen.

Die Proben von 54.11 m bis zu 260.13 m werden zum Keuper gestellt und darin unterschieden:

Von 54.11 bis 156.17 m: Oberer Keupermergel

Von 156.17 bis 158.85 m: Keupersandstein

Von 158.85 bis 260.13 m: Mittlerer und unterer Keupermergel mit Gips.

Doch zeigen die Bemerkungen VAN KERCKHOFFS zu diesem Profile, daß ihm die Verhältnisse klar waren. Zwischen 41.50 m und 54.11 m gibt das Bohrregister an: Sandsteine mit Kieselkonglomeraten. VAN KERCKHOFF bemerkt hierzu: « Dieselbe konglomeratische und schieferige Struktur, welche bei 40 und 54 m beobachtet wurde, findet sich auch an andern Stellen, wo die Überlagerung des Keupers durch Luxemburger Sandstein entblößt ist. » Doch stellt er diesen konglomeratischen Sandstein zum Luxemburger Sandstein, statt denselben als gesonderten « obern Keupersandstein » abzutrennen, wie dies bereits von A. ROST für das Bohrloch von

Cessingen geschehen war. Doch wa. damals die Stellung des obern Keupersandsteines (rhätischen Sandsteines) zum Liassandstein (Luxemburger Sandstein) vielfach unklar. Die einen hielten den obersten Keupersandstein als eine gesonderte triadische Bildung unter dem Liassandstein, die andern hielten die beiden Sandsteine für eine und dieselbe Stufe, doch mit bedeutendem lokalem Anschwellen. LEVALLOIS hatte zwar bereits 1837 den Sandstein von Kedingen, entsprechend dem obersten Keupersandstein, als grès infraliasique in einen tiefern Horizont gestellt als den Sandstein von Hettingen (Luxemburger Sandstein), aber das war noch lange nicht überall anerkannt und es bedurfte einer langen Polemik, die erst gegen 1857 endigte, um die gegenseitigen Verhältnisse zwischen dem obersten Keupersandstein und dem Luxemburger Sandstein klar zu stellen. Wenn auch VAN KERCKHOFF die vom Bohrloch von Mondorf durchteuften Schichten mit den von ROST veröffentlichten Resultaten vergleichen wollte, wie er selbst schreibt, und dennoch den obersten Keupersandstein nicht abtrennte, so dürfte wohl die im Bohrloch von Mondorf durch eine Verwerfung zwischen den beiden Sandsteinen hervorgerufene gestörte Lagerung das Erkennen einer vom Liassandstein getrennten Bildung erschwert haben.

Unter den obern Keupermergeln mit Gips gibt das Bohrregister von 146 bis 149.40 m an: « ganz fester Dolomit ». Hierin erkennt VAN KERCKHOFF den « Horizont de Beaumont » oder Hauptsteinmergel.

VAN KERCKHOFF erwähnt die auffallend geringe Entwicklung des Keupersandsteines (Schilfsandsteines) und bemerkt hierzu, das man an manchen zu Tage tretenden Stellen des Keupers ein ähnliches Verhalten feststellt.

A. MORIS lieferte 1854 die erste spezielle Arbeit über die Ausbildung der Luxemburger Trias. Für den Keuper befolgte er die Einteilung von A. ROST (1839), « um seine Beobachtungen mit denjenigen von ROST vergleichen zu können. » Demnach werden für eine vollständige Entwicklung des Keupers folgende Stufen aufgestellt:

1. Lettenkohlengruppe.
2. Unterer, toniger Keupersandstein.
3. Unterer Keupermergel.
4. Keupergips.
5. Mittlerer Keupermergel.
6. Mittlerer oder bunter toniger Keupersandstein.
7. Oberer Keupermergel.
8. Oberer oder quarziger Keupersandstein.

Nach der heute allgemeinen üblichen Einteilung wäre Nr. 1 bis 2 als Unterer Keuper, Nr. 3 bis 5 als Salzkeuper oder Pseudomorphosenkeuper, Nr. 6 als Schilfsandstein, Nr. 7 als Steinmergelkeuper und Nr. 8 als Rhät zu bezeichnen.

MORIS ist der Ansicht, das der Untere Keuper im Luxemburger Gebiet nicht entwickelt sei. Aus dem Fehlen des Untern Keupers erklärt er die Ergebnislosigkeit der Bohrungen nach Steinsalz in unserm Gebiete, weil er nämlich, entgegen den wirklichen Verhältnissen, der damals weit verbreiteten Ansicht war, daß das Lothringer Steinsalz im Untern Keuper auftrete.

Der Salzkeuper¹⁾ wird im Trintinger Tal zwar richtig beobachtet, aber über dessen Stellung, die doch deutlich unter dem Schilfsandstein ist, bleibt MORIS im Unklaren. Er beobachtet zwar im Trintinger Tale Mergelbildungen unter dem mittleren Keupersandstein, schreibt aber dazu: « Ich wage es nicht, mich über diesen Punkt mit Bestimmtheit auszusprechen, (d. i. ob Keuper mit Gips unter dem mittleren Keupersandstein vorkommt) da es möglich sein könnte, daß der dortige Keupersandstein mit Mergeln wechsellagere. Eine solche Wechsellagerung hat sich in dem Bohrloch von Cessingen gezeigt. » Auch am Ernzer Berg bei Echternach beobachtet MORIS unter dem Schilfsandstein Mergel, « welche gemäß ihrer Lagerung, vielleicht dem mittleren Keupermergel (Gipsmergel) angehören ». Doch will er ihre stratigraphische Stellung nicht bestimmt angeben. So kommt MORIS denn zu dem Schlusse « daß das Keupergebirge in unserem Lande, wenn nicht ausschließlich, doch zum allergrößten Teile, aus dem mittleren Keupersandstein (Schilfsandstein) und dem oberen Keuper-

¹⁾ In unserer weitern Darstellung als Pseudomorphosenkeuper bezeichnet,

mergel zusammengesetzt ist. Deshalb werden auf der beigefügten Karte Salzkeuper und Steinmergelkeuper unter einer Farbenbezeichnung und einem Namen zusammengefaßt, wodurch die Stellung der Keupermergel mit Gips in Bezug zum mittleren Keupersandstein vollständig schief gestellt wird. Auf die weite Verbreitung des mittleren Keupersandsteines wird mit Nachdruck hingewiesen. Der Steinmergelkeuper mit seinen Gipseinlagerungen ist in seiner stratigraphischen Stellung wie in seiner Verbreitung richtig erfaßt, leider auf der Karte, wie oben vermerkt, mit den bunten Mergeln unter dem mittleren Keupersandstein zusammengefaßt. Die Frage des oberen Keupersandsteines wird kaum berührt und wo derselbe in Profilen erfaßt wird, zum Luxemburger Sandstein gestellt:

N. WIES (1877) bringt auf seiner geologischen Karte folgende Einteilung der Keuperformation:

Oberer Keupersandstein (Rhät)

Obere Keupermergel

Mittlerer Keupersandstein

Unterer Keupermergel.

Unterer Keuper oder Lettenkohlenkeuper im heutigen Sinne ist von WIES weder auf der Karte ausgeschieden noch richtig erkannt worden. Grenzdolomit und Lettenkohlsandstein wie an der Teufelbrücke oberhalb Ehnen werden zum Muschelkalk gezogen.

Im «Wegweiser» zur Karte heißt es, daß der «Untere bunte Keuper» der Einteilung von WIES «vielleicht als Äquivalent der deutschen Lettenkohle bezeichnet werden darf». Was aber auf der Karte als unterer Keupermergel (*marnes irisées inférieures*, K 1) abgetrennt ist, ist ein typischer Salz- und Gipskeuper. Der eigentliche Untere Keuper im Umfange der Myophorienschichten ist zum Muschelkalk gestellt worden.

Zum mittleren Keupersandstein werden gestellt: Der eigentliche Schilfsandstein, der Haustein von Gilsdorf und Bettendorf sowie die ganze konglomeratisch-sandige Schichtenfolge am Rande der Ardennen über dem Kalkkonglomerat «obwohl die beiden Konglomerate vielfach in vertikaler wie in horizontaler Richtung ineinander übergehen». Zum mittleren Keupersandstein werden auch eine Reihe von Vorkommen gipsführender Mergel einbezogen, die wir heute als Gips- und Salzkeuper abtrennen, während ein anderer Teil dieser Mergel, wie oben erwähnt, in die WIES'sche Abteilung der Unteren Keupermergel gestellt sind.

Der obere Keupermergel (Steinmergelkeuper) sowie der Rhät sind richtig erfaßt und auf der Karte richtig zur Darstellung gekommen. Besonders für die Darstellung des Rhät stellt die Karte wirklich eine gute Leistung dar.

Eine koordinierende Arbeit als Grundlage für die geologische Spezialkarte von Elsaß-Lothringen bildet die wichtige Abhandlung von E. W. BENECKE (1877): «Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg.» Die für Elsaß-Lothringen geschaffene Gliederung der Trias wird unter Berücksichtigung der örtlichen Verhältnisse auf Luxemburg angewandt und so eine stratigraphische Gliederung geschaffen, die den unmittelbaren Anschluß an die angrenzenden Gebiete bildet. Für den Keuper in Luxemburg wird folgende Gliederung festgelegt:

1. Unterer Keuper:

a) Untere bunte Mergel

b) Grenzdolomit.

2. Mittlerer Keuper:

a) Untere bunte Mergel mit Gips

b) Schilfsandstein

c) Steinmergelkeuper.

3. Oberer Keuper:

a) Rhätsandstein

b) Rote Tone.

Diese Gliederung wird durch eine Reihe von Profilen und Einzelbeobachtungen belegt. Zuerst wird das Vorkommen des Untern Keupers (Lettenkohle) in den beiden Abteilungen der «Bunten Mergel» und des «Grenzdolomites» nachgewiesen. In einem Profile von Remich bis Oetringen wird die ganze Entwicklung des Luxem-

burger Keuper dargestellt, der in allen wesentlichen Punkten mit der normalen Ausbildung in Lothringen übereinstimmt. Die Stellung des typischen Salzkeupers (Untere bunte Mergel mit Gips der mittleren Abteilung) unter dem Keupersandstein (Schilfsandstein) ergibt sich aus diesem Profil. Über dem Schilfsandstein folgt der Steinmergelkeuper. Die Stufe der «Roten Mergel» ist nicht ausgeschieden. Ein «Hauptsteinmergelhorizont» (Horizont BEAUMONT's) fehlt.

Zu oberst folgt gut entwickelter Rhät auf dessen vollständige Übereinstimmung mit Lothringen besonders hingewiesen wird.

L. VAN WERVEKE hat die BENECKE'sche Gliederung auf seiner «Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg» (1887) angewandt, gebraucht aber statt der Bezeichnung «Untere bunte Mergel mit Gips» im Mittleren Keuper den Namen «Salzkeuper». Außerdem trennt er zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper noch eine Abteilung «Rote Mergel» ab.

Wie die verschiedenen Bohrungen auf Luxemburger Gebiet nachgewiesen haben, trägt der Salzkeuper hier seinen Namen zu Unrecht. Dagegen ist er gekennzeichnet durch das Auftreten von Pseudomorphosen nach Steinsalz, welche sowohl in dem Unteren Keuper als im Schilfsandstein und dem Steinmergelkeuper fehlen. Die Bezeichnung «Pseudomorphosenkeuper» ist also für das Luxemburger Gebiet angebracht. Gips tritt darin auf wie auch in den «Roten Mergel» und im Steinmergelkeuper und gelegentlich sogar im Schilfsandstein, wie z. B. das Bohrprofil von Cessingen zeigt. Alle diese Abteilungen fallen daher unter die Bezeichnung «Gipskeuper». Weil sie die Hauptmasse des Keupers bilden, könnten sie auch als «Hauptkeuper» bezeichnet werden. Die Gründe, weshalb die «Bunten Mergel» und der «Grenzdolomit» zum Muschelkalk zu ziehen sind, wurden weiter oben dargelegt. Wir erhalten deshalb für den Keuper folgende Gliederung, die auch auf der geologischen Spezialkarte von Luxemburg zur Anwendung gekommen ist:

Rhät	{	Rote Tone (3) (ko ³) Rhätsandstein (2) (ko ²) und Schwarze Blättertone (1) (ko ¹)
Gipskeuper oder Hauptkeuper	{	Steinmergelkeuper (4) (km ³) Rote Gipsmergel (3) (km ²) Schilfsandstein (2) (km ^{2.5}) Pseudomorphosenkeuper (1) (km ¹)

Bei den Abkürzungen wird für die Rhätstufe die Bezeichnung (ko) angewandt, um anzudeuten, daß diese Abteilung auch «Oberer Keuper» benannt wird, wie die Abkürzung (km) für den Gipskeuper darauf hinweist, daß dieser vielfach auch als Mittlere Abteilung des Keupers aufgefaßt wird.

Wie bei den andern Abteilungen der Luxemburger Trias unterscheiden wir auch in der Keuperformation eine normale Entwicklung, die, wie eben dargelegt, in ihrer Ausbildung sich eng an diejenige der benachbarten Gebiete Lothringens und des Trierer Gebietes anschließt und eine Uferfazies am Rande der Ardennen. Auch in der Uferfazies läßt sich die gleiche Gliederung nachweisen, doch bietet die Parallelisierung mit der normalen Entwicklung ungewöhnliche Schwierigkeiten, so daß bei der stratigraphischen Zuteilung der einzelnen Schichtengruppen die verschiedensten Ansichten zu Tage traten.

Es würde zu weit führen diese verschiedenen Versuche einer stratigraphischen Gliederung der Uferfazies der Luxemburger Trias hier darzustellen. Man findet über diesen Gegenstand ausführliche Angaben in:

1) M. Lucius: Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs. — Veröffentlichungen des Lux. Geol. Landesaufnahmedienstes Bd. II p. 132—335. Luxemburg 1940.

2) M. Lucius: Die Trias am Südrande des Oeslings. — Veröffentlichung des Lux. Geol. Landesaufnahmedienstes, Bd. III p. 277—328. Luxemburg 1941.

Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführte Parallelisierung der Fazies am Rande des Oeslings mit der normalen Entwicklung der Trias ist das Ergebnis eigener geologischer Spezialuntersuchungen in den Jahren 1938 und 1939.

DER PSEUDOMORPHOSEN-(SALZ)KEUPER (km²).

Petrographische Ausbildung bei normaler Entwicklung.

Im Gebiete der normalen Entwicklung ist die Ausbildung des Pseudomorphosenkeupers eine recht einheitliche. Er setzt sich aus bunten Mergeln mit Einlagerungen von dünnen, dichten, quarzigen Sandsteinletten von grauer oder grünlichgrauer Farbe zusammen. Die Mergel sind rot, auch grau und grün, seltener violett und von einer helleren Tönung als die düsterbunten Farben der « Bunten Mergel » der Myophoriengruppe. Die Mergel sind lokal stark sandig und können sogar in dünne Sandlagen von grüner oder grauer Farbe übergehen. Dünnplattiger, heller oder roter Dolomit oder dünne Lagen von knolligem oder zelligem Dolomit sind hin und wieder eingelagert. Gips tritt häufig auf, ist aber in dem anstehenden Pseudomorphosenkeuper meist auf dünne Lagen oder auf Gipsschnüre und auf Platten von Fasergips beschränkt. Ein abbauwürdiges Lager ist in dem zu Tage gehenden Pseudomorphosen-Keuper nicht bekannt. Doch sind aus den Tiefbohrungen recht starke Gipslager in dieser Formation durchfahren worden, wie aus den Bohrprofilen der Kindquelle in Mondorf (1841—1946), des Bohrloches von Cessingen (1837—1839) und des Bohrloches von Echternach (1839—1840) zu ersehen ist. (Das Profil dieser Bohrung ist auf Tabelle Nr. IX mitgeteilt.)

Das Auftreten von Gips ist nicht bezeichnend für den Pseudomorphosen-Keuper, da solcher durch den ganzen Hauptkeuper auftritt und in den zu Tage tretenden Schichten am mächtigsten in den « Roten Gipsmergeln » und im obren Steinmergelkeuper entwickelt ist. Leitend sind die Pseudomorphosen nach Steinsalz, die auf den Pseudomorphosenkeuper beschränkt sind. Die Pseudomorphosen bilden gut ausgebildete Würfel, vielfach mit hohlen Seiten, wie man sie an Kristallen sieht, welche sich an der Oberfläche gesättigter Kochsalzlösungen bilden. Sie haben meistens 2—3 mm lange Kanten, doch findet man auch solche von 10—15 mm Länge. Die größten Würfel beobachtete ich in dem Pseudomorphosen-Keuper der Uferfazies am Rande des Oeslings, so bei Schieren, Useldingen und Folscheid. Sie sitzen auf der Unterseite von dünnplattigem, dichtem, quarzitischem Sandstein von meist grauer oder graublauer Farbe. Platten, die auf beiden Seiten Kristalle tragen, sind selten. Am häufigsten treten sie in dem untern Teile der Abteilung, oft unmittelbar über dem Grenzdolomit auf. Dies ist bei ungenügenden Aufschlüssen oder schwacher Ausbildung des Grenzdolomites für die Abgrenzung des Pseudomorphosen-Keuper nach unten hin wichtig. Dazu kommen bis zu 0.15 m starke Bänke von äußerst festem, rötlichem Quarzit, oft mit viel weißem Quarzgeröll und dunkeltem Kieselschiefergeröll, der in regelmäßige Stücke zerfällt, die sich wegen ihrer Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung in den Feldern an der Oberfläche anhäufen. Im Handstück sind sie von Bruchstücken des Rhätkonglomerates kaum zu unterscheiden. Besonders häufig beobachtete ich solche Quarzitbruchstücke bei Rodenbour, Betzdorf, Hagelsdorf und zwischen Wecker und Biwer, sowie zwischen Rodenbour und Junglinster. Westlich des Dorfes Olingen, zwischen dem Rodenbach und dem Fischbach findet man auf dem Pseudomorphosen-Keuperplateau überall zerstreute, plattige Stücke von Faust- bis Kopfgröße. Auch zwischen Rodenbour und Junglinster trifft man in den Feldern längs des Dischbaches ebenfalls viel von diesem Quarzkonglomerat in losen, plattigen Stücken im Pseudomorphosen-Keuper. Diese plattigen Quarzitsandsteine und Konglomerate mit kieseligem Zement sind bisher im Pseudomorphosen-Keuper unbeobachtet geblieben, scheinen auch im Moseltalgebiet zu fehlen und erst nördlich des Syrtales häufig zu sein. Sie stammen aus dem oberen Pseudomorphosen-Keuper, können aber nach ihrem Auftreten zum Teil Verwitterungsreste einer abgetragenen Schilfsandsteindecke darstellen. Quarzkonglomerat führender Schilfsandstein ist nach dem Bohrregister im Bohrloch 1841—1846 in Bad-Mondorf in der Tiefe zwischen 156.17 bis 158.85 m angefahren worden.

Nördlich des Liasplateau treten solche quarzitisches Sandsteine, zuweilen mit Geröll, auf dem weiten Plateau zwischen dem untern Alzettetal und dem Warktal massenhaft auf.

Eine andere Konglomeratausbildung beobachtet man unmittelbar unter der Ortschaft Rodenbour, links über dem Haupttal, etwas über dem Talgehänge unter dem Waldrande (über Punkt 251 der Karte Hansen 1 : 50.000, Blatt Grevenmacher). Hier treten an einem kleinen Steilabbruch in dem sanften Gehänge große Konglomeratblöcke mit Quarz- und Quarzitgeröll hervor, die schätzungsweise bis zu 20 cbm umfassen. Stellenweise gehen sie in lockeren Sand über; anderwärts werden sie von Konglomeratplatten abgelöst, die 8—15 cm stark

sind und auf 4—5 m Länge aus dem Boden heraustreten. Es sind Gerölle wie man sie im Rhätkonglomerat findet; auch der Sand entstammt wohl dieser Formation sowie dem Luxemburger Sandstein. Unter den Konglomeratlagen beobachtet man Pseudomorphosen-Keuper. Soweit die ungenügenden Aufschlüsse ein Urteil erlauben, handelt es sich hier nicht um Einlagerungen im Pseudomorphosen-Keuper, sondern um Reste einer durch Verkieselung verfestigten Flußterrasse. Das gleiche Bild bot beispielsweise eine verkieselte Flußterrasse der Mosel, die auf « Bunten Mergeln » (ku¹) lagert und die bei Erweiterung der Genossenschaftskellerei von Stadtbredimus freigelegt wurde.

Gegen die obere Grenze der Abteilung trifft man knollenförmige Quarzit- und Dolomitmassen besonders in der Moselgegend und im Trintingertale an.

Steinsalz ist nirgends bei uns auch nur in Spuren aus dem Pseudomorphosen-Keuper bekannt geworden. Im Bohrloch in Cessingen ist im Pseudomorphosen-Keuper eine 1.5—3% Soole angefahren worden.

Zusammenstellung der Mächtigkeiten des Pseudomorphosen-Keuper.

Die größte Mächtigkeit des Pseudomorphosen-Keuper wurde im Bohrloch von Cessingen mit 185 m angetroffen. Im Bohrloch der Adelheidquelle von Bad-Mondorf sind 101 m, in Echternach 49 m Pseudomorphosen-Keuper erbohrt worden. In der Moselgegend ist die mittlere Mächtigkeit 60 m, an der unteren Sauer bis zur Einmündung der Our schwankt sie zwischen 40 und 50 m. Weitere Angaben über die Mächtigkeit am Südrande des Oeslings findet man in dem Abschnitt über die Entwicklung des Pseudomorphosen-Keupers am Nordrande der Liasplatte.

Der Verwitterungsboden des Pseudomorphosen-Keuper ist ein rötlicher oder braungrauer, sandiger Lehm mit vereinzelt helleren Dolomitplättchen und grauen, quarzigen Sandsteinplättchen mit Pseudomorphosen. Im oberen Teile der Abteilung findet man in dem Verwitterungsboden auch unregelmäßige, manchmal drusige oder zellige Knollen von Dolomit beigemischt. Da die durch dünne Dolomit- und Sandsteinlagen versteiften, polyedrisch zerfallenden Mergel ziemlich standfest sind, finden sich vielfach ziemlich steile Talgehänge mit kräftig heraus modellierten Wasseranrissen, die aber in ihren oberen Anfängen auf dem Plateau in flache Einmündungen ausgehen, in denen sich viel Verwitterungsboden anhäuft, während auf den dazwischen liegenden flachen Rücken der Pflug bereits unverwittertes Gestein anritz. In dem Verwitterungsboden hat sich unter dem Einfluß des zirkulierenden Grundwassers eine stärkere Entfärbung geltend gemacht, die sich gegen die kräftige Farbe der trennenden Rücken abhebt.

Meistens aber hat auf den flachwelligen Höhenzügen des Pseudomorphosen-Keuper, welche für die morphologische Gestaltung der Keuperlandschaft bezeichnend sind, eine starke Entfärbung und Entkalkung gleichmäßig eingesetzt, so daß ein gleichförmig grauer, sandiger Lehmboden, oft von beachtlicher Mächtigkeit (1.00—1.50 m) alles gleichmäßig einhüllt, in welchem nur selten eine quarzige Sandsteinplatte mit Pseudomorphosen das ursprüngliche Gestein erraten läßt. Solche monoton graue, schwere Böden, oft ohne einen Lesestein, findet man auf den ausdruckslosen Höhen um den Spittelhof, zwischen Rodenbour und Eschweiler, zwischen Berburg und Biver, um nur einige zu nennen. Hier dürfen wir von « Lehm » und « Verlehmung » als einem charakteristischen Verwitterungsprodukte reden, das an Ort und Stelle aus dem hier auftretenden Pseudomorphosen-Keuper entstanden ist und keine weitgehende Umlagerung erfahren hat.

Grundsätzlich ist hier, im Hinblick auf die geologische Kartierung des Pseudomorphosen-Keuper im besonderen und der anderen Formationen im allgemeinen, folgendes in Betracht zu ziehen:

Der Lehm ist das kennzeichnende Verwitterungsprodukt unseres Klimas, wenigstens seit dem Jungtertiär, das sich aus jedem Al- und Si-führendem Gestein bildet. Während durch die Kohlensäureverwitterung der Kalkgehalt entfernt wird, verbleiben die Silikate und der beigemischte Quarz und verwittern zu Lehm mit mehr oder weniger großem Sandgehalt. Daher haben wir, trotz der Mannigfaltigkeit des ursprünglich abgelagerten Gesteines, als Verwitterungsprodukt stets den Lehm mit wechselndem Sandgehalt und entsprechend wechselndem

Vermögen der Durchlässigkeit und des Absorptionsvermögens. Nach unten ist der Lehm durch Übergänge und Beimischung unverwitterter Bruchstücke mit dem ursprünglichen Gestein verbunden, aber nach oben hin bildet er allmählich eine selbstständige Decke. So lange dieses Verwitterungsprodukt nicht weiter umgelagert und verfrachtet wurde, ist es keine selbstständige Ablagerung, die auf der Karte als besondere Schicht auszuscheiden ist. Wo der durch die Verwitterungsvorgänge entstandene Lehm an seinem Ursprungsort verblieben ist, wurde derselbe als Lehm (d) bezeichnet und die Schichtenbezeichnung seiner Ursprungsschicht angefügt. d (km¹) bedeutet also, daß der Pseudomorphosen-Keuper mit einem an Ort und Stelle entstandenen Verwitterungslehm bedeckt ist. Bleiben bei der Verwitterung Kieselgerölle als unzersetzbarer Rückstand einer konglomeratischen Ausbildung der Schicht zurück, wie dies im großen Maßstab im Pseudomorphosen-Keuper am Rande des Oeslings zutrifft, so wurde dies durch Hinzufügen von (d¹) an die Schichtenbezeichnung angedeutet.

Nur dort, wo Verwitterungsrückstände, Lehm, Sand oder Schotter, umgelagert, verfrachtet und dann wieder abgelagert wurden, sind sie auf der Karte als echte Sedimentationsbildung mit einer besonderen Farbe zu vermerken.

Der schwere und kalte, d. h. tonige und schwer durchlässige Pseudomorphosen-Keuperboden trägt vielfach Wald. Hier ist das Erkennen des ursprünglichen Gesteines besonders schwierig, weil auf dem flachen Gelände gewöhnlich jeder Anriß fehlt und alles mit einem weißlichen oder hellgrauen Lehmboden ohne irgend ein festes Gesteinsstück bedeckt ist. In diesen ausgedehnten Waldgebieten, wo wohl seit undenklicher Zeit ununterbrochen sich auf dem alten Boden bedeutende Humusmengen angesammelt haben, kam es zu einer « Humusverwitterung » statt der « Kohlensäureverwitterung ». Durch die dabei tätigen kolloidalen Stoffe, welche generell als Humussäure bezeichnet werden, wurden im Boden starke Zersetzungs Vorgänge ausgelöst, wodurch nicht bloß die Alkalien und alkalischen Erden, sondern auch die Eisen und Manganverbindungen in Lösung gebracht wurden und in die Tiefe wanderten, so daß oben ein eisenarmer, gebleichter Verwitterungsboden zurückblieb. Auch dort, wo Teile dieser Waldungen seit über einem Menschenalter gerodet und der Felderkultur übergeben sind, erkennt man noch heute den gebleichten Waldboden des Keupers. Wir werden auf diese Verwitterungsböden bei Besprechung der jüngeren, nachjurassischen Bildungen des Landes zurück kommen.

Mardellen im Pseudomorphosen-Keuper.

Eine im Luxemburger Lande sowie in Lothringen für den Pseudomorphosen-Keuper bezeichnende Erscheinung sind die Mardellen, die aber auch in andern tonig oder lehmig ausgebildeten Formationen nicht fehlen, in trockenen Sand- oder Kalkböden aber nicht angetroffen werden. Die Mardellen sind runde oder längliche, flach beckenförmige Vertiefungen, welche in der Regel, wenigstens in der nassen Jahreszeit, in ihrem unteren Teile mit Wasser angefüllt sind und vielfach eine Moorvegetation tragen. Der Durchmesser schwankt zwischen 20 und 100 m, übersteigt aber selten 50 m, die Tiefe ist gewöhnlich 2—3 m, in seltenen Fällen 5 m und darüber.

Erwähnen wir nur die zahlreichen Vorkommen in den Wäldern zwischen Hackenhof und Pleitringerhof, sowie im ganzen Gebiet zwischen Oetringen und Canach, bei Remich, in dem Raum zwischen Itzig, Alzingen und Syren, zwischen Meispelt und Kopstal, bei Roedgen, zwischen Schouweiler und Dahlem, in der weiteren Umgegend von Simmern, beim Brosiushof (Colmar-Berg) bei Pratz, bei Ospern, bei Niedercolpach, bei Stegen und Ingeldorf, auf dem Gebiete des Clair-Chêne bei Esch, so ergibt sich schon hieraus, daß sie allen tonigen und lehmigen Formationen des Landes einschließlich der diluvialen Lehme angehören.

Die Annahme, daß die Mardellen künstliche Bodenaushebungen seien, die zur Herstellung von Pfahlbauten angelegt wurden, ist eine irriige, gegen welche eine Reihe geologischer Gründe sprechen. Selbst wenn Funde sie als Stellen menschlicher Wohnstätten bezeichnen würden, blieb noch die einfachere Erklärung, daß hier natürliche Bodenvertiefungen zu diesem Zweck ausgenützt worden wären. Einige mögen als Ausschachtungen vollständig verschwundener Wohnstätten angelegt worden sein, oder, man könnte sogar annehmen, daß sie als Teiche in der Nähe solcher Wohnungen ausgehoben wurden, aber das sind nur Annahmen, die noch zu beweisen sind.

Vom geologischen Standpunkte kann zum Auftreten der Mardellen folgendes gesagt werden :

Am häufigsten sind die Mardellen wohl in dem Gebiete zwischen Oetringen und Canach. Hier treten sie häufig an der Grenze des Schilfsandstein und des Pseudomorphosen-Keupers auf und erhalten ihr Wasser aus dem Horizont des Schilfsandsteines. Sie liegen hier reihenartig nebeneinander und in der Nähe eines Waldbaches. Das spricht dagegen, daß dieselben als Trinkstellen ausgehoben wurden. Zwischen Alzingen, Itzig und Syren treten dieselben nahe der Grenze von Davoeikalk und fossilarmen Tonen auf und erhalten ihr Wasser aus dem Horizont des Davoeikalkes. Auch auf dem Gryphitenkalk wie im diluvialen Lehm oder an der Grenze von Margaritatus- und Spinatus-Schichten werden dieselben von Grundwasser gespeist.

Die Mardellen sind also deutlich an bestimmte geologische Horizonte gebunden und kommen als Anlagen von menschlichen Wohnstätten bei uns jedenfalls nicht in Betracht, wenn auch nicht geleugnet werden soll, daß bei Zerstörung von größeren Wohnstätten Vertiefungen übrigbleiben können, die auf geeignetem Boden den mit Wasser und Moor erfüllten Mardellen gleichen können.

Zur Anlage von Pfahlbauten zwecks Schutz vor feindlichen Überfällen waren dieselben wegen ihrer geringen Ausdehnung und Tiefe nicht geeignet. Zur Anlage von ständigen Wohnsitzen haben sie nicht gedient, schon weil der primitive Mensch für solche Fälle, wo es sich nicht um eine Zwangslage handelt, einen feinen Instinkt für trockene Wohnstätten mit fließendem Wasser in der Nähe hat. Und daran fehlte es bei uns gewiß nicht. Daß die Mardellen zur Wasserversorgung angelegt waren, dem widerspricht zwar ihre geologische Position nicht, wohl aber ihre Dimensionen. So schwärmten unsere Vorfahren aber auch wohl kaum für die Arbeit, daß sie eine 20—40 m Durchmesser fassende Grube auswarfen, wenn ein Wasserloch von 2 m Durchmesser denselben Dienst tat.

Es verbleibt hier als einzige Erklärung, daß es sich bei den Mardellen grundsätzlich um natürliche Bodenformen handelt, die auch heute noch entstehen. Diejenigen im Gryphitenkalk oder in den « Bunten Mergeln » (ku¹) bilden beispielsweise bestimmt Einsturztrichter über Klüften im Luxemburger Sandstein beziehungsweise im oberen Muschelkalk.

Auf der Sandsteinplatte des unteren Lias beobachtete ich einige Mal wie in der Fortsetzung von Klüften im Gryphitenkalk flache Einsenkungen in jüngster Zeit entstanden waren, die mit Wasser aus den Kalklagen der Gryphitenschichten gefüllt waren. Am Brosiushof bei Colmar-Berg beobachtete ich das Gleiche in der Fortsetzung von Klüften im obersten Muschelkalk. Am direkten Wege von Meispelt nach Kopstal, auf der Höhe westlich der Straße Kehlen-Keispelt liegen im Gryphitenkalk zwei sich im stumpfen Winkel schneidende Mardellen ineinander. Sie haben je rund 100 m Durchmesser und sind etwa 10 m tief. Sie bilden zwei Einbruchstrichter über einem Kluftsystem. Die Mardellen bei Ospern, bei Pratz, bei Niedercolpach liegen im Steinmergelkeuper über einem stark konglomeratischen Kalke, der hier den Pseudomorphosen-Keuper vertritt. Stellenweise ist der Kalk ganz ausgelaugt, wie man oberhalb Pratz beispielsweise in einer benachbarten Kiesgrube beobachtet, so daß der Steinmergel nachgesackt, wobei es zur Bildung von Mardellen kam. Im Pseudomorphosen-Keuper erklärt sich das recht häufige Vorkommen ungezwungen durch die Auslaugung von Gipseinlagen. Die im diluvialen Lehm auftretenden Mardellen sind wohl Überreste des Abbaues von Raseneisenerz. Abschließend sei darauf verwiesen, daß auch vor unsern Augen zahlreiche Mardellen im Bereiche der grauen Glimmermergel über der Eisenerzformation entstehen. Beim zu Bruchgehen alter Stollen sackt der Glimmermergel ein ohne zu zerreißen und die runden oder länglich runden Senken füllen sich mit permanentem Grundwasser aus den angrenzenden Sowerbykalken. So findet man denn auf den Höhen am Außenrande des Doggerplateaus einen Kranz von Vertiefungen, die sich in nichts von den Mardellen unterscheiden. Nur ihre Entstehung ist auf eine künstliche Aushöhlung des liegenden Gebirges zurückzuführen.

Der Schilfsandstein (km²⁵).

Gesteinsausbildung.

Der Schilfsandstein ist ein toniger, wenig fester, fein- bis mittelkörniger, glimmerführender Sandstein von graugelber Farbe, der aber durch Infiltration von den hangenden « Roten Gipsmergeln » auf den Außenflächen stets braunrot erscheint. Er ist dickbankig, aber als Baumaterial wenig geeignet, da er infolge des tonigen Bindemittel leicht in losen Sand zerfällt. Nur lokal wurde er als Baumaterial gewonnen wie z. B. am Nordabhang der Thull bei Echternach. Den Bänken sind gewöhnlich schwarze oder graue, blätterige Tone eingelagert, welche nach oben so zunehmen können, daß der Sandstein fast ganz verdrängt wird. Oft geht der Sandstein auch in sehr sandige, grünliche oder graue Mergel über, wie z. B. bei Mensdorf, so daß er sich kaum von den liegenden Mergeln des Pseudomorphosen-Keupers abtrennen läßt. Dem Sandstein ist manchmal Pflanzenhäcksels in solch feiner Verteilung beigemischt, daß er schwärzlich erscheint. Paläontologisch ist der Schilfsandstein durch das Vorkommen von Equisetenstengeln charakterisiert. Größere Bruchstücke finden sich nicht häufig. Die größten Exemplare unseres Gebietes wurden bei Flaxweiler beobachtet. Verkohlte Pflanzenstängel sind aber nicht selten. Der Schilfsandstein hat sowohl in seiner petrographischen Ausbildung wie in seiner Pflanzenführung einen Vorläufer in dem gelben, lockeren Sandstein, dem sog. « Lettenkohlsandstein », der in der Abteilung « Bunte Mergel » der Myophorienschichten auftritt.

Die Mächtigkeit des Schilfsandsteines ist raschen und bedeutenden Schwankungen unterworfen. Vielfach fehlt er ganz und ist durch stark sandige bunte Mergel vertreten, wie dies an der Mosel vielfach der Fall ist. Das ausgedehnteste Vorkommen trifft man zwischen dem Trintinger Tal und Canach, sowie auf der Hochfläche östlich des Syrtales zwischen Canach und Flaxweiler. Ein weiteres geschlossenes Vorkommen liegt zwischen der Linie Eschweiler-Berburg im Süden und Rippig-Zittig im Norden. Im Trintinger Tal z. B. oberhalb Roedt schwillt die Mächtigkeit bis zu 50 m an, doch bleibt sie auch hier gewöhnlich zwischen 10 und 15 m. Die scheinbar bedeutende Mächtigkeit auf der Thull bei Echternach ist durch Staffelbrüche bedingt. Sie ist im Sauerthal gewöhnlich 3—5 m. Die größte Mächtigkeit von 80 m wurde im Bohrloch von Cessingen erreicht. Doch sind hier Gipslagen und bunte Mergel eingeschaltet. (Siehe das Bohrprofil von Cessingen, Tabelle Nr. VIII zwischen 265.15 und 345.09 m Tiefe.)

Sonst sind die Mächtigkeiten gewöhnlich unter 10 m, im Moseltal selten über 3 m. Auch im Bohrloch der Kindquelle von Mondorf können nur 3 m Schilfsandstein ausgeschieden werden, während derselbe im Bohrloch der Adelhäidquelle nicht abgetrennt werden konnte.

Wasserführung. In den oben erwähnten größeren Vorkommen ist der Schilfsandstein ein Wasserhorizont von lokaler Bedeutung, der kleinere Quellen speist, die von verschiedenen Ortschaften für die Wasserversorgung gefaßt sind. Bei schlechten Aufschlüssen geben diese Quellen die untere Schichtengrenze an. Im Bohrloch von Cessingen wurden im Schilfsandstein in mehreren Horizonten 2—3% Soole angetroffen.

Bei der Verwitterung zerfällt der Schilfsandstein in einen blaßgelben, sandigen, etwas tonigen Boden, der sich von dem diluvialen sandigen Lehm schwer unterscheidet. Typische Beispiele solcher Sandbedeckung trifft man unter anderem auf dem Plateau bei Heisburgerhof, bei Scheuerhof und auf der Eilerei zwischen dem Trintinger Tal und Canach.

Der Schilfsandstein bildet in dem Gebiete östlich der Syr und zwischen Eschweiler und Berburg flachwellige Langrückenlandschaften mit vielverzweigter, aber flachwandiger Durchfurchung, die meist bis in den Pseudomorphosen-Keuper einschneidet. Das Relief der Auflagerungsfläche auf dem Pseudomorphosen-Keuper ist ein unruhiges, wodurch sich die rasch und stark wechselnde Mächtigkeit des Sandsteines erklärt, denn der Schilfsandstein ist in der Hauptsache eine terrestrische Bildung, die von Flüssen in austrocknende Wasserbecken abgelagert wurde. Diese Wasserbecken selbst waren nach einer mehr oder weniger ausgedehnten Trockenlegung des Pseudomorphosen-Keupers aus diesem durch abtragende Kräfte herausgearbeitet worden. Doch war die Verteilung dieser Ablagerungsbecken bereits tektonisch angedeutet. Die größern Mächtigkeiten des Schilfsandsteines sowie die typisch sandige Ausbildung fallen deutlich mit flachen, tektonisch angelegten Mulden

zusammen. Die Herausbildung von Sätteln und Mulden unsers mesozoischen Ablagerungsraumes reicht demnach in den ersten Anlagen bis in die Triaszeit zurück. Es bildeten sich flache Sammelrinnen, in denen die terrestrischen, sandigen Bildungen des Schilfsandsteines sich anhäuften. Zeitweilige Einbrüche des Meeres mit nachfolgender Trockenlegung konnten, wie bei Cessingen, zur Bildung von Gipslagern führen. Die eingeschalteten schwarzen Blättertone entstanden aus eingewehten Staublagen, wie sie sich in flachen Wasserbecken halbarider Gegenden bilden.

Analyse des Schilfsandsteines von Ersingen:

SiO_2 — 70.6%; Fe_2O_3 — 3.71%; Al_2O_3 — 15.29%; CaO — 1.54%; MgO — 1.35%; Alkalien — 6 %; (Chemisches Laboratorium der Öffentlichen Arbeiten — 1938.)

Ausbildung des Pseudomorphosen-Keuper und des Schilfsandsteines nördlich der Liasplatte.

1. Am Unterlauf der Weissen Ern.

Im Gebiete östlich Ermsdorf setzt sich der Pseudomorphosen-Keuper aus bunten Mergeln mit untergeordneten Dolomiten und quarzigen Sandsteinen zusammen. Der Schilfsandstein besteht aus feinkörnigem, grauem und rötlichem Sandstein und ist nur schwach entwickelt. Bei Ermsdorf schieben sich zwischen die Mergel weitere Sandsteine mit vereinzelt Quarzgeröllen ein. Der Schilfsandstein ist auch weiter schwach ausgebildet. Im Tale der Weißen Ern, nördlich Medernach, herrschen in dem Pseudomorphosen-Keuper gegen die Mitte der unteren Hälfte und im oberen Teile der Stufe die rötlichen, tonigen Sandsteine gegenüber den bunten Mergeln vor. Unmittelbar unter dem Steinmergelkeuper liegt grober, grauer Sandstein und sandiger Dolomit. Pseudomorphosen nach Steinsalz treten in dem tonigen Sandstein und in den Mergeln auf, fehlen aber dem groben Sandstein unter dem Steinmergelkeuper. Die allmähliche Zunahme von Sandstein mit Geröllen läßt sich nördlich der Liasplatte Schritt für Schritt vom Sauertal bis in das Tal der Weißen Ern verfolgen. Grenzdolomit unten, Steinmergelkeuper oben, beweisen, daß es sich nur um Pseudomorphosen-Keuper nebst Schilfsandstein handeln kann. Da wo in dem hangenden groben Sandstein die Pseudomorphosen fehlen, teilen wir diesen der Abteilung des « Schilfsandsteines » zu. Im Gebiete der sandigen Fazies gibt es kein anderes Mittel mehr um beide Stufen zu trennen. Wegen der petrographisch gleichartigen Ausbildung erscheint es angezeigt im Gebiete nördlich des Liasplateau Pseudomorphosen-Keuper und Schilfsandstein zusammen zu behandeln. Bei Zuhilfenahme des Horizontes des Grenzdolomites in der Fazies eines Zellendolomites als Liegendes, des Steinmergelkeupers als Hangendes und der Verbreitung der Steinsalzpseudomorphosen wird es möglich sein, den Umfang der beiden Stufen des Pseudomorphosen-Keupers und des Schilfsandsteines auch noch da festzulegen, wo beide sandig-konglomeratisch entwickelt sind.

Besondere Aufmerksamkeit ist der Entwicklung der Konglomeratlagen innerhalb beider Abteilungen zu geben, denn nur durch genaues Verfolgen der Zunahme der Gerölle in verschiedenen Horizonten ist es möglich sich später im Westen in der bunten Mannigfaltigkeit derselben zu orientieren.

Zwischen Bigelbach und Eppeldorf beobachtet man weder im Pseudomorphosen-Keuper noch im Schilfsandstein Gerölle, doch sind dem Pseudomorphosen-Keuper bereits Sandsteine eingeschaltet.

Vereinzelt Lagen von Geröllen treten sowohl im Pseudomorphosen-Keuper als im Schilfsandstein in den eingeschalteten Sandsteinbänken erstmals auf nördlich Eppeldorf auf dem flachen Rücken zwischen « Jansbach » und « Melleschbach ». Die gleiche Ausbildung beobachtet man auf dem terrassierten Rücken zwischen der Weißen Ern und dem Jansbach nordwestlich Ermsdorf.

Talaufwärts, am rechten Talgehänge der Weißen Ern nehmen die Konglomeratlagen sowie auch die Sandsteine und Dolomite im Pseudomorphosen-Keuper weiter zu und die Mergel treten entsprechend zurück. Das gleiche beobachtet man am linken Talgehänge zwischen Ermsdorf und Medernach. Überall aber ist der Pseudomorphosen-Keuper durch das reichliche Auftreten von Steinsalzpseudomorphosen gut gekennzeichnet.

Die oberen Sandsteine unmittelbar unter dem Steinmergelkeuper sind davon frei und gehören demnach dem Schilfsandstein an. Dafür zeigt dieser gewöhnlich gröberes Korn und hat eine graue Farbe, während der Sandstein des Pseudomorphosen-Keupers rötlich, feinkörniger und toniger ist.

Ein zusammenhängendes Profil beobachten wir längs der Straße, die von den Häusern « Keiweibach » zur Höhe des « Jungenbusch » und dann nach Bettendorf führt.

Bei den Häusern « Keiweibach » am Fuße des linken Talgehänges der Weißen Ernz stehen Trochitenschichten an. Über einer 0.20 m starken Mergelschicht (Wasserstauer) folgen 10—12 m Nodosuskalk, denen mehrere 0.30—0.40 m mächtige Lagen von grauen Mergeln eingeschaltet sind.

Die « Grenzsichten » bestehen unten aus gut gebankten, ebenflächigen, hellen Kalken, 3 m mächtig, über welchen 2 m schieferige Kalke mit Zwischenlagen von bröckeligen, grauen Mergeln folgen.

Bunte Mergel mit Einlagen von hellen Dolomiten folgen. Darüber liegen 3 m helle Dolomite mit Quarzgeröllen. Sie entsprechen dem « Grenzdolomit ».

Mit auffallend roter Farbe beginnt der Pseudomorphosen-Keuper. Sandsteine herrschen über die roten Mergel vor. Gleich über dem Grenzdolomit folgt eine Lage roter Mergel mit Steinsalzpseudomorphosen. Darüber liegt eine Konglomeratbank. Oben stellt sich ebenfalls eine schwache Konglomeratbank ein. Die Mächtigkeit der Schichten von rotem Sandstein mit untergeordneten Mergeln, welche Pseudomorphosen führen, beträgt 17 m.

Darüber folgt ein geschlossener, grauer Sandstein mit viel Geröll, der Vertreter des Schilfsandsteines. Er wird überdeckt von normal ausgebildetem Steinmergelkeuper.

Im oberen Teile des Gehänges und auf der Hochfläche über dem Sauertal südlich Diekirch läßt sich für den Hauptkeuper folgendes allgemeine Profil aufstellen :

Der « Grenzdolomit » ist in der Fazies eines Zellendolomites ausgebildet und führt lokal reichlich Geröll.

Die Stufe des Pseudomorphosen-Keupers ist durch kräftig rote Farbe, durch das Auftreten von Steinsalzpseudomorphosen und das Vorkommen von plattigem, festem Quarzitsandstein von rötlicher oder gelbgrauer Farbe, der in parallelepipedische Stücke zerfällt, gekennzeichnet. Rötliche Sandsteine sind häufig. Im unteren Teile treten die Geröllagen zurück, gegen das Hangende sind sie häufiger. Der Schilfsandstein ist grau, grobkörnig, geröllführend. Der Steinmergelkeuper ist normal ausgebildet.

An den Hängen, wo der Pseudomorphosen-Keuper und der Schilfsandstein zu Tage gehen, ist der Boden reichlich mit Quarz- und Quarzitzeröllen, als den widerstandsfähigsten Verwitterungsresten, bedeckt. Die Hochfläche selbst, die mit Steinmergelkeuper bedeckt ist, trägt kein Geröll, mit Ausnahme einiger Punkte, die Reste einer Flußschotterdecke tragen. Geröllanhäufungen als Verwitterungsreste von Pseudomorphosen-Keuper oder Schilfsandstein und Flußgeschiebe auf älteren Terrassen sind hier auseinander zu halten.

2. An der Straße von Schieren nach Stegen.

Aufschlußreich für die Stellung der Konglomerate des Hauptkeupers sind die Beobachtungen, die bei der Erbreiterung der Straße von Schieren nach Stegen gemacht werden konnten (1939).

Der « Grenzdolomit » ist durch buntgefleckten Zellendolomit, der stellenweise reichlich Quarzgeröll führt, vertreten.

Über dem Grenzdolomit folgen 3 m mächtige bunte Mergel mit bläulichen, dünnplattigen Sandsteineinlagen, welche öfters reichlich Pseudomorphosen führen. Das Auftreten bunter Mergel mit Pseudomorphosen unmittelbar über dem Zellendolomit läßt keinen Zweifel darüber, daß hier der Pseudomorphosen-Keuper beginnt.

Die Mergel werden überlagert von einem blaugrauen Konglomerat von 1.50 m Mächtigkeit. Weiter östlich ist dieses Konglomerat nur lokal ausgebildet und von geringer Mächtigkeit. Stellenweise ist sein kalkiges Bindemittel, das sekundär auch kieselig sein kann, so reichlich, daß die Gerölle gleichsam darin schweben, stellenweise sind sie so dicht gepackt, daß sie sich berühren. Sie sind nuß- bis hühnereigroß, weiß, grau, gelblich oder grün. An den Hängen sind die Felder mit Geröllen als Verwitterungsresten aus diesem Konglomerat übersät.

Über dem Konglomerat folgen wieder rote Mergel und Sandsteine, darunter auch die widerstandsfähigen Quarzitsandsteine, die als Lesesteine die Felder bedecken. Dann fehlen die Aufschlüsse. Das Dorf Stegen liegt auf typischem Steinmergelkeuper. Wichtig ist hier, daß das Konglomerat mit kalkig-dolomitischem Bindemittel, das in geringer Höhe über dem Zellendolomit auftritt, und bereits bei Ermsdorf angedeutet ist, nach Westen immer mächtiger wird und zweifelsohne in den Pseudomorphosen-Keuper zu stellen ist, da es überall im untern Teile einer Folge von roten Mergeln auftritt, die Pseudomorphosen führen.

3. Im untern Alzettetal.

Im untern Alzettetal, von Mersch bis Colmar-Berg, ist der Hauptkeuper in einer Reihe von Seitenschluchten aufgeschlossen. Aus diesen Aufschlüssen läßt sich für das Gebiet der untern Alzette folgendes allgemeine Profil aufstellen:

Über dem Grenzdolomit in der Fazies eines zelligen, vielfach Gerölle führenden, bunten Dolomites folgen in allen Aufschlüssen rote Mergel, 1 bis 3 m mächtig, die allmählich in Sandstein und sandige Dolomite von 4 bis 6 m Mächtigkeit übergehen. Mergel und Sandsteine führen Steinsalzpseudomorphosen. Die Sandsteinfolge schließt im untern Teile eine ziemlich mächtige Konglomeratlage ein, die aber auch in mehrere Geröllagen aufgelöst sein kann, selten aber lokal auskeilt.

Sowohl im untern wie im obern Teil der erwähnten Sandsteinfolge sind plattige, quarzitähnliche Sandsteine von hellgrauer oder rötlicher Farbe eingeschaltet, die in parallelpipetische Stücke zerfallen und gelegentlich Pseudomorphosen führen.

Über der Sandsteinfolge treten wieder überwiegend sandige Mergel auf. Die Pseudomorphosen sind häufig und halten bis unmittelbar unter die folgende sandig-konglomeratische Abteilung an.

Diese beginnt über den Pseudomorphosen führenden Mergeln mit einem meist groben Konglomerate, das bis 3 m mächtig wird, manchmal bis auf 0.5 m reduziert ist oder gar in einzelne Geröllagen aufgelöst erscheint. Ob man das Konglomerat zum Pseudomorphosen-Keuper oder zum Schilfsandstein ziehen will, ist reine Formsache. Tatsache ist, daß es weiter östlich bereits angedeutet ist, nach Westen hin aber einen konstanten Horizont bildet.

Über dem Konglomerat folgen 3 bis 4 m grober, grauer oder grünlicher, wenig fester Sandstein, der Schilfsandstein.

Der Steinmergelkeuper ist normal ausgebildet.

4. Im untern Atterttal.

Als Typus für die Ausbildung des Pseudomorphosen-Keupers und Schilfsandsteines im untern Atterttal, nehmen wir ein Profil aus der Umgebung von Bissen.

Über dem gut entwickelten «Grenzdolomit» in der Fazies eines Zellendolomit lagern rote, Pseudomorphosen führende Mergel, etwa 2 bis 4 m mächtig. Darüber folgt ein, bis 3 m mächtiges, Konglomerat mit dolomitischem Bindemittel. Über diesem liegen dolomitische Sandsteine, in denen ich bei dem letzten Hause von Bissen, Richtung Böwingen, zwischengelagert große, dünn geschieferte dolomitische Platten beobachtete, die ganz mit Pseudomorphosen bedeckt sind. Dem dolomitischen Sandstein kann höher noch eine schwache Konglomeratlage eingeschaltet sein. Auch die rötlichen oder graugelben, plattigen, quarzitären Sandsteine sind im untern Teil der Abteilung gut vertreten. Höher folgen dann Sandsteine, sandige Mergel und sandige Dolomite. Ein Konglomerathorizont läßt sich im obern Teil nicht überall festlegen. Grober Sandstein unter dem Steinmergelkeuper kann als Schilfsandstein gedeutet werden.

Am mächtigsten ist das untere Konglomerat des Pseudomorphosen-Keupers ausgebildet. Es kann durch ein kalkig-dolomitisches Zement fest verkittet sein. Das Bindemittel kann aber auch stellenweise so zurücktreten, daß mächtige Geröllagen auftreten, die in größeren Kiesgruben bei Bissen, bei Böwingen und bei Vichten abgebaut werden. Sie gehen seitlich in feste Konglomerate über in denen mehrmals in dünnen, dolomitischen oder quarzigen Zwischenlagen Pseudomorphosen festgestellt werden konnten.

Über der Konglomerat- und Sandsteinsuite wird, wie im Alzettetal, das Gestein wieder mergeliger. Den Mergeln sind lokal Lagen von knolligem Dolomit eingelagert, die manchmal verkieselt sind und dann Tertiärquarziten ähneln. Man trifft solche verkieselte Knollen beispielsweise auf dem Plateau zwischen Bissen und Michelbuch, auch im Scheuerbusch südlich Vichten. Ähnliche Knollen trifft man hier auch im Zellendolomit (ku²).

Den Mergeln sind außerdem reichlich quarzitisches Sandsteine eingeschaltet, die auf dem Plateau zwischen unterer Attert und unterer Wark besonders gut entwickelt sind. Da sie beim Pflügen sehr behinderlich sind, werden diese quarzitischen Einlagen als « Judenpavé » bezeichnet.

Auf dem Plateau südlich des Warktales, zwischen Merzig und Michelbuch, konnten in der ganzen Suite zwischen Zellendolomit und Steinmergelkeuper z. T. reichlich Pseudomorphosen nachgewiesen werden. Die untere Konglomeratlage ist hier entwickelt, die obere läßt sich nicht sicher nachweisen. Auch Schilfsandstein läßt sich nicht abtrennen. Auf dem Plateau zwischen unterer Attert und Wark läßt sich überall der Pseudomorphosen-Keuper nachweisen. Die reiche Geröllbedeckung auf diesem Plateau ist ein Verwitterungsrückstand desselben.

5. Östlich des Rodbaches zwischen Attert und Wark.

Zwischen Vichten und Reimberg bildet sich das obere Konglomerat, welches im Alzettetal unter dem Schilfsandstein liegt, zu einem kalkigen Konglomerat aus, das durch eine kleine Stufe von grünlichem Sandstein mit Mergel vom Steinmergelkeuper getrennt ist. Dieses obere Konglomerat ist durch eine Abteilung bunter Mergel mit vielfach quarzitisches Sandsteinen von der unteren Sandsteinsuite mit Konglomerat getrennt.

Bis jetzt haben wir für den Hauptkeuper vom untern Alzettetal im Osten bis zum Plateau von Reimberg über dem untern Rodbachtal im Westen folgende Entwicklung :

Im untern Alzettetal läßt sich über dem Grenzdolomit das nachstehende allgemeine Profil für den Hauptkeuper aufstellen.

Über dem « Grenzdolomit » folgen :

- 1) Rote, sandige Mergel mit Sandstein und Dolomitlagen, 6 bis 8 m mächtig.
- 2) Sandsteine, rötliche und graue, mit Konglomeratlagen, 10 bis 12 m.
- 3) Bunte Mergel mit Quarzitsandstein und tonigen, rötlichen Sandsteinen, 8 bis 10 m.

Pseudomorphosen treten in allen Abteilungen auf.

- 4) Eine Konglomeratbank, die bis 3 m mächtig ist, aber auch bis auf 0.5 m reduziert sein kann, lokal sogar fehlt.

Darüber grober, grauer Sandstein, höher feinkörniger Sandstein und Dolomit. Pseudomorphosen fehlen.

Darüber folgt normal entwickelter Steinmergelkeuper.

Westlich des untern Alzettetales nehmen die Konglomerate und Sandsteine der Abteilung (2) an Mächtigkeit rasch zu und erreichen in einem rund 4 km breiten Bande, dessen Mittellinie sich über Bissen, Scheuerbusch, zwischen Useldingen und Schandel nach Niederplatten hinzieht, ihre größte Mächtigkeit. Zwischen Bissen und Useldingen ist diese im Mittel 12 m, schwillt aber bis zu 20 m an. Nördlich und südlich dieses Ost-West gerichteten Streifens nimmt die Mächtigkeit rasch ab und beträgt beispielsweise südlich Michelbuch noch 10 m, bei Merzig noch 1 m. Auch bei Schwebach haben wir nur eine 0.50 m starke Geröllage in einem mächtigen, groben Sandstein.

Der Schilfsandstein läßt sich auf dem Plateau nördlich der Attert nicht mehr abtrennen.

Das obere Konglomerat (4) ist in dem Raume westlich der Alzette und bis nach Vichten hin, weniger beständig und fehlt vielfach, um aber, wie bereits erwähnt, zwischen Reimberg und Vichten, erneut einzusetzen, um nach Westen hin eine ungewöhnliche starke und gleichartige Entwicklung zu erlangen.

Zwischen Reimberg und Schandel können wir folgendes allgemeine Profil aufstellen :

Der Zellendolomit als Vertreter des « Grenzdolomites » ist gut entwickelt.

Es folgen :

- 1) Eine 4 bis 5 m mächtige Stufe von bunten Mergeln mit Sandstein die oben mit rotem, fetten Ton abschließt.
- 2) Sandiger Dolomit mit mächtigen Konglomeratbänken. Diese Stufe mißt 5 bis 8 m und bildet das untere Konglomerat (2).
- 3) Bunte Mergel mit festen z. T. quarzitischen Sandsteinen. Die Abteilung schließt mit roten, fetten Mergeln ab. Die Mächtigkeit ist rund 15 m.
- 4) Das obere Konglomerat. Es besteht aus dolomitischem, hellen Kalkstein, der durch Aufnahme von Quarzgeröllen konglomeratisch wird. Die Gerölle können lokal so abnehmen; daß ein steinmergelartiger Kalkstein entsteht. Mächtigkeit 2 bis 3 m.
- 5) Rötliche Mergellagen mit grünlichem Sandstein, die mehrfach große Pseudomorphosen führen. Mächtigkeit 3 bis 4 m.

Darüber folgt normal entwickelter Steinmergelkeuper, an dessen Basis eine oder zwei Bänke von hellem Steinmergel von 0.20 bis 0.40 m Mächtigkeit auftreten.

6. Das Plateau westlich des Rodbaches zwischen Attert und dem Devonrand.

Auf dem weiten Plateau nördlich der mittleren und oberen Attert läßt sich diese Schichtenfolge regional nachweisen. Die roten, fetten Mergel unter den beiden Konglomeraten sind nebst den Konglomeraten und dem grünlichen Sandstein über dem obern Konglomerat recht konstante Horizonte.

Das Bindemittel beider Konglomerate ist dolomitisch, im untern Konglomerat aber sandiger als im obern. Das untere ist auch südlich der obern Attert bei Redingen, Ell und Niedercolpach gut entwickelt, das obere ist hier weniger mächtig und erlangt seine volle Entfaltung nördlich des Atterttales und westlich des unteren Rodbachtals.

Die hellen Steinmergelbänke an der Basis des Steinmergelkeupers sind ebenfalls ein konstanter Horizont. Sie treten zuerst zwischen Useldingen und Buschdorf auf und finden sich dann nach Westen hin stets an der Basis des Steinmergels wieder. Schilfsandstein läßt sich nirgends nachweisen. Nach Analogie mit dem Profil aus dem untern Alzettetal, wo über dem obern Konglomerat ein grober, grauer Sandstein und darüber feiner Sandstein und Dolomit ohne Pseudomorphosen als Schilfsandstein aufgefaßt wurden, könnte man auch hier die grünen z. T. groben Sandsteine zwischen dem obern Konglomerat und dem Steinmergel als Schilfsandstein auffassen; die stratigraphische Position würde nicht dagegen sprechen. Aber das Auftreten häufiger Pseudomorphosen, die sonst überall auf dem Pseudomorphosen-Keuper beschränkt sind, spricht dagegen. Der Schilfsandstein ist hier nicht zur Ausbildung gelangt. Er keilt bereits weiter östlich aus. Bezeichnend für beide Konglomerate westlich der Linie des untern Rodbachtals ist die rasche, fast unvermittelte Zunahme oder Abnahme der Gerölle. Das untere Konglomerat geht stellenweise fast unvermittelt in einen dolomitischen Sandstein, das obere in einen dolomitischen, steinmergelartigen Kalk über. Daher wurde das untere Konglomerat lokal als Buntsandstein, das obere als Hauptmuschelkalk gedeutet. Die Einlagerung bei Reimberg zwischen Grenzdolomit und Steinmergelkeuper, das Auftreten von Pseudomorphosen innerhalb und über den Konglomeraten, die Kontinuität der Konglomerate von Osten nach Westen, lassen keinen Zweifel darüber, daß dieselben in den Pseudomorphosen-Keuper zu stellen sind.

Die westliche Grenze der Hochfläche zwischen Attert und Wark ist durch das meridional verlaufende Tal des Rodbach zwischen Pratz und Reichlingen gegeben. Dieses Talstück bildet eine geologisch wichtige Grenze, die wir als die «Rodbachlinie» bezeichnen. Östlich dieser Linie sind der Hauptmuschelkalk und die Myophorienschichtengruppe, wenn auch reduziert, noch deutlich ausgebildet. Westlich davon ist es unmöglich eine Schichtenfolge festzulegen, die als Vertreter dieser Abteilungen gelten könnte.

Am östlichen Talgehänge über dem Rodbach, zwischen Pratz und Reimberg haben wir über grobem Sandstein, den wir als Vertreter des mittleren Muschelkalkes ansehen, folgende Schichtenreihe nebst deren Mächtigkeiten:

Terebratelhorizont	2.50 m,
Grenzsichten	3.50 »
Bunte Mergel	6.00 »
Grenzdolomit	3.00 »

- (1) Bunte Mergel mit Sandstein und rote, fette Tone 4.00 m.
- (2) Unteres kalkiges Konglomerat mit Sandstein 5.00 bis 8.00 m.
- (3) Plattige Sandsteine und Mergel 21.00 m.
- (4) Oberes kalkiges Konglomerat 4.00 m.
- (5) Graue Mergel mit grünlichem Sandstein 4.00 m.

Darüber folgt Steinmergelkeuper in normaler Ausbildung. Die Stufen (1) bis (5) bilden den Pseudomorphosen-Keuper.

Die weiter nach Westen auftretenden gleichwertigen Stufen desselben werden durch die gleiche Ziffer bezeichnet.

Diesem Profil am östlichen Talgehänge des Rodbaches gegenüber, haben wir zwischen Pratz und dem Plateau¹⁾ « Buchholz » nachstehende Schichtenfolge:

Über grobem, lagenweise Geröll führendem Sandstein, den wir nach Analogie mit den Vorkommen in der Schankengraecht bei Pratz als Vertreter des Mittleren Muschelkalkes auffassen, folgen:

(1) Bunte, vorherrschend rote Mergel mit dünnen Lagen von Sandstein. Diese roten Mergel über dem groben Sandstein bilden einen leitenden Horizont mit dem wir dem Pseudomorphosen-Keuper beginnen.

(2) Darüber folgt, eine deutliche Geländestufe bildend, das Untere kalkige Konglomerat mit Sandsteinen, 5 bis 6 m mächtig. Es ist ein dicht gepacktes Konglomerat mit Kalkzement. Die Gerölle haben hier über Faustgröße, vereinzelte Stücke über Kopfgröße. Die Farben sind, wie auch östlich der Rodbachlinie, vorherrschend hell oder grünlich.

(3) Über dem Konglomerat wird der Anstieg terrassenartig unterbrochen. Das Gestein besteht aus roten sandigen Mergeln und aus Sandstein, 15 bis 20 m mächtig.

(4) Ein zweiter Steilanstieg besteht aus Kalkstein, der aber in horizontaler Richtung bald in ein dicht gepacktes Konglomerat von etwa 2.50 m Mächtigkeit übergeht. Es ist das obere kalkige Konglomerat.

(5) Darüber folgt grauer, lockerer Sandstein, grüner, grober Sandstein, grüne und rote, sandige Mergel mit dünnen Sandsteinlagen. Hin und wieder trifft man schlecht erhaltene Pseudomorphosen.

Darüber folgt normal entwickelter Steinmergelkeuper.

Weitere Aufschlüsse an dem westlichen Talgehänge des Rodbachtals zeigen das gleiche Bild und lassen hier folgendes allgemeine Profil festlegen, das sich vollständig mit demjenigen bei Reimberg deckt.

Über dem sandig-konglomeratischen Vertreter des Mittleren Muschelkalkes folgen:

(1) Rote Mergel mit dünnen Sandsteinlagen unter dem Unteren Konglomerat, 4 bis 5 m mächtig.

(2) Das untere kalkig-sandige Konglomerat.

(3) Die bunten, vorherrschend roten Mergel mit Sandsteinen über dem Unteren Konglomerat, 15—20 m mächtig.

(4) Das obere, kalkige Konglomerat das oft in Kalk übergeht. Mächtigkeit 4 bis 5 m.

(5) Die grauen Mergel mit grauen und grünlichen, plattigen, teilweise quarzitischen Sandsteinen, die stellenweise Pseudomorphosen geliefert haben.

(6) Der Steinmergel in normaler Ausbildung.

Es bestehen also, wie bei Reimberg, zwei deutlich getrennte Horizonte von kalkigem Konglomerat, die in einem größeren Abstände (hier 20 m) aufeinander folgen, das untere und das obere kalkige Konglomerat die beide regionale Verbreitung besitzen und beide zum Pseudomorphosen-Keuper gehören. Diese Konglomerate liefern auch die Gerölle, welche, abgesehen von einigen kleinen Flußterrassen, die ganze Hochfläche zwischen Attert und Rodbach bis an den Rand des Devonischen Gebietes scheinbar regellos bedecken,

¹⁾ Die Karte HANSEN trägt die Bezeichnung « Buchholz », während das Gebiet allgemein als « Kru'debierg » bekannt ist.

bei näherem Zusehen aber nur am Ausgehenden der Konglomerathorizonte auftreten, wobei natürlich lokale Verschleppungen an den Steilhängen auftreten.

Die Unterabteilungen, welche wir bei Reimberg am östlichen, bei Pratz am westlichen Talgehänge im Pseudomorphosen-Keuper feststellen konnten, wiederholen sich in ihren wesentlichen Zügen auf dem ganzen Gebiete nördlich dem obern Attertäl bis über die belgische Grenze hinweg. Neben den beiden Konglomerathorizonten sind die kräftig roten Mergeln unter diesen beiden Horizonten, sowie die grünlichen Sandsteine über dem oberen Konglomerate sehr beständig.

Eine scheinbare Schwierigkeit bei dem Verfolgen des Verlaufs der Konglomerate bildet der rasche Wechsel in der Verbandsfestigkeit des Materials, in der Mächtigkeit, in der Menge und Größe der Gerölle, in dem raschen Zu- und Abnehmen des kalkigen Bindemittels, in dem Übergang von kalkigem in sandiges Bindemittel. Die drei Faktoren: lockeres oder verbandfestes Konglomerat, Kalkstein oder Konglomerat, Kalkstein oder Sandstein können alle möglichen Wechsel aufweisen. Auch die zwischen den Konglomeraten auftretenden Mergel und Sandsteine sind dem Wechsel insofern unterworfen, als die letzteren stellenweise die Mergel ganz verdrängen. Nur die roten Mergel an der Basis der Konglomerate zeigen große Beständigkeit.

Von Folscheid ab nach Westen ruht der Pseudomorphosen-Keuper unmittelbar dem Devon mit einem Grundkonglomerat auf, das jetzt noch als ein weiteres Konglomerat hinzutritt. Wie man bei Folscheid und auch bei Roodt gut beobachten kann, unterscheidet es sich in den Farben von den eigentlichen Pseudomorphosen-Keuperkonglomeraten. Die grünlichen Quarzgerölle, welche in letzteren häufig sind, fehlen dem Grundkonglomerat gänzlich.

Es ist hier nicht der Ort die mannigfaltigen Profile und Aufschlüsse in dem Gebiete westlich des Rodbachtals zu beschreiben. Detailprofile findet man in dem Bd. III der «Beiträge zur Geologie von Luxemburg» p. 201—233. Es sei nur auf einige scheinbare Abweichungen in der Ausbildung des oben aufgestellten Schemas der Entwicklung des Pseudomorphosen-Keupers in diesem Gebiete hingewiesen, die besonders in der Ausbildung der Konglomerate auftreten. Mehrfach fehlt, sei es primär oder durch nachträgliche Auflösung, das Bindemittel in den Konglomeraten und es entstehen lockere Geröllmassen größeren Ausmaßes, die Kuppen bilden oder an Gehängen auftreten und als Kieslager abgebaut werden. Solche Kiesgruben beobachtet man vielfach bei Reichlingen, Platen, Ospern, Ell, Roodt u. a. Trotz der auf den ersten Augenblick etwas befremdenden Ausbildung sind diese Geröllanhäufungen zu den Konglomerathorizonten zu stellen. Alle Gerölle sind stets gut gerundet, hellgelbe, grünliche, weiße Farbe ist vorherrschend, vereinzelte Lagen von violetten Mergeln treten in unregelmäßigen Streifen auf. In Bissen fanden sich sogar zwischen diesen violetten Mergeln dünne, grüne Sandsteine mit Pseudomorphosen. Auch innerhalb einer Kiesgrube können Geröllagen in Konglomerat übergehen und an der Basis der Gerölle beobachtet man mehrfach die lebhaft roten Mergel, welche die Konglomerathorizonte stets unterlagern.

Der obere Konglomerathorizont geht durch Verschwinden der Gerölle vielfach in einen dolomitischen Kalkstein über. Die Kalksteinbrüche von Ospern, Hostert, Lannen, Roodt, Reimberg, Grosbous, die heute mit Ausnahme von einem Betrieb auf der Elz bei Ospern verlassen sind (1940) stehen in diesem Horizonte. In manchen dieser Brüche sieht man auf kurze Entfernung den reinen, steinmergelartigen Kalkstein wieder in ein Kalkkonglomerat übergehen. Als Beispiel geben wir einige Einzelheiten über die Ausbildung des Horizontes auf der Elz bei Ospern.

Am Wege Ospern-Elz beobachtet man am Ausgang des Weges aus dem Dorf Ospern in einem 5 m tiefen Einschnitt:

Rote Mergel und grauen grobkörnigen Sandstein, der nach oben stark mit Geröllern durchsetzt ist. Hier sind die Abteilungen (1) und (2) des Pseudomorphosen-Keuper erschlossen.

(3) Darüber folgen bunte Mergel und Sandsteine, zu oberst eine lebhaft rote Mergelschicht.

(4) Am untersten Haus der Elz, links vom Wege, liegt die Basis des Oberen Konglomerates, das hier fast rein kalkig entwickelt ist.

Das ganze Plateau der Elz ist mit jetzt verlassenen und meistens verstürzten Kalksteinbrüchen bedeckt. Ein einziger Steinbruch ist noch in Betrieb, ein anderer erlaubt noch halbwegs gute Beobachtungen. (1940).

In einem Steinbruch beim Anstieg von Ospern her, gleich links unter der Oberkante des Plateaus beobachtet man von unten nach oben :

a) Klotzigen, schlecht geschichteten Dolomit mit seltenen, kleinen Geröllen. Die Grundfarbe ist gelblich-weiß, worin Flecken von violetter, grünlicher, rötlicher und grauer Tönung auftreten.

Durch die Masse von dolomitischem Kalkstein ziehen sich 2, stellenweise 3 Lagen von grauen, grünlichen oder violetten Mergeln, 0.40 bis 0.50 m lang und 0.04 bis 0.05 m stark. Es sind 3 m Kalkstein aufgeschlossen.

In den obern 0.30 m der Masse sind häufig Kieselknollen mit grauer Rinde eingeschlossen, die selten faustdick sind. Die Farbe ist honiggelb oder hellgelb, seltener rötlich oder fleischfarben. In letzterem Falle gleichen sie den Karneolknollen. Diese Knollen lösen sich bei der Verwitterung leicht aus der Kalkmasse. Man beobachtet aber auch verkieselte Partien im Kalkstein, ohne scharfe Begrenzung, die meistens in 0.15 bis 0.20 m breiten, senkrechten, stark zerbrochenen Zonen angeordnet sind. Es ist genau dasselbe Bild wie im Zellendolomit bei Everlingen, Bissen, Michelbuch u. a. oder wie im Konglomerat im Scheuerbusch bei Vichten.

Der Kalkstein geht ohne scharfe Grenze über in b) dicht gepacktes, 0.20 bis 0.50 m starkes Konglomerat mit kalkigem Bindemittel.

c) im Hangenden liegt wieder 0.60 m geröllfreier Kalkstein, dann folgt die Ackerkrume.

Wie sprunghaft die Verhältnisse hier ändern, beobachtet man an einer andern Stelle dieses Steinbruches, kaum 10 m von der eben beschriebenen entfernt :

Die Hauptkalkmasse (a) ist hier geröllfrei. Darüber folgt eine 0.15 bis 0.20 m starke Lage von lebhaft bunten Mergeln.

Über diesen folgt das Konglomerat (b), hier 1.20 m mächtig und mit bis faustdicken Geröllen.

Der geröllfreie Kalkstein (c) besteht hier nicht.

Über dem Konglomerat (b) folgen hier rote, sandige Mergel mit Dolomit und mit grünlichem, dolomitischen Sandstein in Bänken von 0.15 bis 0.20 m. Es sind 2 m Sandstein vorhanden, dann folgt die Ackererde. Die Mergel und grünlichen Sandsteine gehören zur Stufe (5) des Pseudomorphosen-Keuperprofils.

Die verkieselten Knollen, die beim Kalkbrennen entfernt wurden, findet man in Haufen bei den alten Öfen. Manche Knollen sind bis 3 kg schwer.

Die Kieselknollen finden sich auf der ganzen Hochfläche zwischen Elz und Redingen in den Feldern verstreut und könnten auf den ersten Blick mit Tertiärquarziten verwechselt werden.

Bei der noch 1940 in Betrieb stehenden Kalkbrennerei ist ein rund 100 m langer Steinbruch eröffnet.

a) Die Kalkbank zeigt hier 5 bis 6 m Mächtigkeit. Darunter wurden an der tiefsten Stelle die lebhaft roten Mergel angefahren. Der dolomitische Kalkstein zeigt hier vorherrschend helle Farben, die nur lokal von roten Flecken und Streifen durchsetzt sind, seltener finden sich hier die grünlichen oder violetten Farben. Der Bruch des Gesteines ist dicht oder muschelig, an den Bruch des Steinmergels erinnernd. Manche Partien des Kalkes sind stark drusig. Die Wände der Drusen sind mit Dolomitspat bekleidet. Die gelben, selten rötlichen Kieselknollen finden sich hier nur im oberen Teile der Kalkmasse.

Der Kalk geht nur stellenweise oben in ein Konglomerat (b) über, das nicht über 0.50 m mächtig ist.

c) Darüber folgt grünlicher, grober, oft sehr fester, kieseliger Sandstein, 0.30 bis 0.60 m mächtig, vielfach mit ripple-marks und Kriechspuren.

Über diesem Sandstein folgen rotbraune und rote, höher graue Mergel und recht grober, dolomitischer Sandstein. Diese Stufe (c) entspricht der Abteilung (5) des Pseudomorphosen-Keuper. Es sind im Steinbruche 2 bis 3 m davon vorhanden.

Der Steinmergelkeuper ist auf dem Plateau der Elz erodiert, findet sich aber weiter nördlich, so bei Nagem, über der Abteilung (5).

Oberhalb der Ortschaft Nagem, östlich der Straße Nagem—Hostert, liegen am Südabhang des Waldes « Seitert » tiefe Wasserrisse, die bis an die Kleinbahn hinaufziehen. Hier können wir an der am weitesten östlich gelegenen Schlucht ein vollständiges Profil beobachten.

Die Schlucht reißt im Steinmergelkeuper an, dessen Basis einige Meter oberhalb der Brücke liegt, über welche die Kleinbahn die Schlucht kreuzt. An der Basis des Steinmergels beobachten wir auch hier die regional verbreitete 0.25 bis 0.40 m starke Schicht von hellweißem, teils dichtem, teils zelligen Steinmergel.

(5) Es folgen talabwärts, graue, grünliche und rote Mergel mit wenig Sandstein, tiefer grauer und grünlicher, grober Sandstein, teilweise mit Geröll. Die Mergel führen Einlagen von dünnplattigem, feinkörnigen Sandstein mit Pseudomorphosen. Zu unterst folgen rötliche Mergel mit eingestreutem Gerölle. Die Gesamtmächtigkeit ist 5.80 m.

In der Abteilung (5) des Pseudomorphosen-Keuper wurden weiter Pseudomorphosen beobachtet bei Redingen, bei Folscheid, zwischen Lannen und Nagem u. a.

(4) Die obere kalkige Konglomeratstufe umfaßt in unserm Profil vorherrschend dicht gepacktes Quarzgeröll mit kalkigem Bindemittel, dazwischen treten aber auch Lagen von fast geröllfreiem Kalkstein auf. Mächtigkeit 6.20 m.

(3) An der Basis der Abteilung (4) liegen die regional verbreiteten, lebhaft roten Mergel. Darunter folgen Sandsteine mit Geröll und dazwischen gelagert bunte Mergel, in welche ebenfalls solche Quarzgerölle eingestreut sind. Mächtigkeit 18 m.

(2) Die untere kalkige Konglomeratstufe setzt sich aus fast geröllfreiem, stark sandigem Dolomit zusammen, der als Baustein gebrochen wird. Stellenweise schieben sich auch bedeutende Geröllagen ein, wie beispielsweise im Haupttal zwischen Nagem und Lannen. Mächtigkeit 10 m.

(1) An der Basis liegt der lebhaft rote Mergel, der einen Wasserstauer bildet, auf dem die starken Quellen von Nagem hervortreten.

Tiefer folgen grünliche und graue grobe Sandsteine mit Geröllen, welche in die Abteilung des Mittleren Muschelkalkes zu stellen sind.

Auf dem Plateau zwischen Roodt, Lannen, Obercolpach und dem Tale des «Colbaches» dehnt sich eine der größten Kiesflächen des Randgebietes der Trias aus. Bei oberflächlicher Betrachtung könnte die Kiesdecke als typische «diluviale» Kiesanhäufung am Rande des Oeslings angesehen werden. Eine Reihe von Beobachtungen zeigt aber, daß es sich auch hier in Wirklichkeit um die obere Konglomeratstufe (4) handelt. Durch die Verwitterung mag viel Kies aus dem Konglomeratverband gelöst und auch lokal angereichert worden sein, aber tiefer geht die Geröllmasse vielfach in ein Kalkkonglomerat über, wo das kalkige Zement stellenweise bis zum reinen Kalkstein vorherrscht. An zwei Stellen wurde sogar der Kalkstein hier zum Kalkbrennen benutzt. (Vergl. auch M. Lucrus, Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings 1941, p. 226).

Wasserführung des Pseudomorphosen-Keupers am Südrande des Oeslings.

Gegenüber dem Gebiete der normalen Entwicklung, wo die Wasserführung des Pseudomorphosen-Keupers ohne Bedeutung ist und der Schilfsandstein recht bescheidene Mengen liefert, bildet die Konglomerat- und Sandsteinfazies einen Wasserhorizont, der für das mittlere und obere Attertäl und dessen nördliche Nebentäler von größerer Bedeutung ist. Wasseraustritte mit Schüttungen von 150 bis 300 Minutenliter sind nicht selten, einige liefern sogar größere Mengen. Nur sind manche Quellen, besonders diejenigen, welche aus dem oberen Konglomerate oder aus angehäuften Geröllmassen austreten, großen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Starke Quellenaustritte sind bekannt aus dem Scheuerbusch bei Vichten, bei Böwingen, Useldingen, Redingen. Besonders wasserreich sind die Quellen in und um Nagem und aus dem «Unterkojngrund» oberhalb Ell. Kleinere Quellen sind recht zahlreich. Die Härte des Wassers liegt zwischen 17 und 32 französischen Härtegraden, je nachdem es durch kalkigen Sandstein oder durch Kalkstein zirkuliert.

Technische Verwendung.

Die lockeren Geröllanhäufungen von quarzitischem Gestein geben ein ausgezeichnetes Beschotterungs-material, das in einigen größeren Dauerbetrieben abgebaut wird.

Der dolomitische Kalkstein wird heute (1940) nur mehr auf der Elz zum Kalkbrennen abgebaut, während früher bei fast allen Ortschaften im Gebiete des obern kalkigen Konglomerates primitive Kalköfen für lokalen Gebrauch bestanden.

Analysen des dolomitischen Kalksteines.

a) Kalkiges Bindemittel des Unteren Konglomerates von Reimberg:

1) Glühverlust: 35.20%; SiO₂: 17.40%; Fe₂O₃: 1.36%; Al₂O₃: 3.84%; CaO: 23.94%; MgO: 17.91%.

2) Glühverlust: 37.15%; SiO₂: 14%; Fe₂O₃: 3.00%; Al₂O₃: 2.50%; CaO: 25.06%; MgO: 17.91%.

b) Kalkstein von der Elz:

1) Kalkstein, hell, steinmergelartig: Glühverlust: 44.00%; SiO₂: 3.36%; Al₂O₃: 0.50%; CaO: 39.83%; MgO: 21.14%; FeO: 0.29%.

2) Kalkstein mit rötlichen Streifen: Glühverlust: 39.90%; SiO₂: 7.44%; Al₂O₃: 0.60%; CaO: 30.02%; MgO: 20.12%; FeO: 1.00%.

3) Kalkstein, stark rötlich gefärbt: Glühverlust: 37.60%; SiO₂: 11.90%; Al₂O₃: 0.92%; CaO: 28.99%; MgO: 18.59%; FeO: 1.53%.

4) Verkieselte, gelbliche Knollen im Kalk: Glühverlust: 3.13%; SiO₂: 87.12%; Al₂O₃: 0.98%; CaO: 3.20%; MgO: 1.80%; Fe: 2.68%.

Die Roten Gipsmergel (km²).

Die Abteilung der Roten Gipsmergel (km²) läßt sich durch die kräftig rote Farbe im Ausgehenden leicht verfolgen und hebt sich auch bei weniger günstigen Aufschlüssen kontrastreich gegen den liegenden graugelben Schilfsandstein und gegen den licht gefärbten Steinmergelkeuper im Hangenden ab. Die Charakteristik der Abteilung ist bereits durch die Benennung gegeben. Es sind grellrot gefärbte, dolomitische Mergel mit Dolomitknollen und mit weit verbreiteten, reichlichen Einlagerungen von Gips in Stöcken, in Schnüren und in Einzelkristallen. Der Gips ist dicht oder als Fasergips ausgebildet, die Gipskristalle durchsetzen die Mergel in Form von Rosetten. Seine Farbe ist weiß, auch rot gefleckt oder geadert. Die Gipsstöcke, die auf der Karte besonders vermerkt sind, kommen hauptsächlich vor im Trintingertal und in dessen Seitentälern, dann auch in der Moselgegend von Remich talaufwärts. Große Gipsstöcke, die aber z. T. stark abgebaut sind, treten unter andern auf im « Kinnel » zwischen Mutfort und Ersingen. Sie werden bereits in der geologischen Beschreibung des Luxemburger Landes von A. ENGELSPACH-LARIVIÈRE (1828) erwähnt und lieferten Alabaster sowie rot marmorierten Gips. Nach A. ROST (1839) wären in diesen Gipsbrüchen auch Kristalle von Steinsalz angetroffen worden. Ein anderes größeres Vorkommen ist dasjenige vom « Hiwelberg » bei Erpeldingen. Der Gipsstock liegt im Dache der Roten Mergel. Die Lagerstätte begreift unten ein gutes, geschlossenes Alabaster-vorkommen von 1.50 bis 2 m Mächtigkeit, darüber 5 bis 7 m Gips, der nach oben aber von dünnen Mergel-einlagen durchsetzt ist. Ein weiteres Vorkommen, das Alabaster in mehr vereinzelt Stöcken führt, liegt unterhalb den Häusern von Scheuerhof. Weitere größere Stöcke, die auch teilweise abgebaut sind, trifft man bei Bech, Wellenstein, Remerschen, Schengen. Ein neu erschlossenes Vorkommen, das auch Alabaster führt, liegt bei Waldbredimus. Nördlich des Trintingertales ist anstehender Gips in dieser Stufe nicht mehr bekannt.

Als kennzeichnend für die Abteilung sind auch zellige Dolomite in Knollen (crapauds) von gelber bis rötlicher Farbe. In den Hohlräumen der Knollen findet man Klümpchen des Roten Mergels. Die Dolomitknollen treten nahe der Basis auf. Seltener sind Dolomite in Bänken, die stets rasch auskeilen. Pseudomorphosen nach Steinsalz scheinen zu fehlen.

Aus den Bohrtabellen ist weder in den beiden Bohrungen in Mondorf noch im Bohrloch von Cessingen die Abteilung sicher abzutrennen.

Die Roten Mergel mit Gips reichen aus Lothringen in das Gebiet der Luxemburger Trias südlich des Lias-plateau hinein und bleiben auf dieses Gebiet beschränkt. Weder bei Mersch noch bei Echternach und weiterhin

nach Norden sind dieselben nachzuweisen. Im Talgebiet der unteren weißen Ernz und der unteren Alzette folgt auf den Schilfsandstein normal ausgebildeter Steinmergelkeuper und westlich des Alzettetales, wo der Schilfsandstein sich nicht mehr abtrennen läßt, liegt der Steinmergelkeuper unmittelbar auf dem Pseudomorphosen-Keuper.

Die Mächtigkeit der Abteilung ist infolge der Einlagerung der Gipsstöcke eine schwankende. Beim Fehlen dieser übersteigt sie kaum 5 m, kann aber im Gebiete der Gipsstöcke bis zu 15 m anschwellen.

Versteinerungen sind in unserem Gebiete weder aus dem Pseudomorphosen-Keuper noch aus den Roten Gipsmergeln bekannt geworden.

Der Steinmergelkeuper (km³).

Petrographische Ausbildung.

Der Steinmergelkeuper, welcher einem größeren Teile des Luxemburger Triasgebietes sein landschaftliches Gepräge gibt, besteht aus bunten Mergeln, denen 0.05 bis 0.25 m starke Bänke von lichtgrauen, festen Steinmergeln eingeschaltet sind. Die Mergel, welche weit vorherrschen, sind hellgrün, grün, violett, rötlich, selten bräunlich gefärbt. Die Steinmergel sind tonige, dichte Dolomite, welche bei der Verwitterung oder beim Zerschlagen in scharfeckige Stücke zerfallen und beim Erhitzen unter heftigem Knall in Stücke zerplatzen. Die Mergel geben bei der Verwitterung einen aschgrauen, wenig fruchtbaren, steifen Boden ab, dem die unregelmäßig scharfkantig zerfallenden Brocken des Steinmergels beigemischt sind (grauer Boden oder Grit). Dieser Boden hat ein charakteristisches graues Aussehen, und ist locker-krümelig, was das Erkennen der Formation bei den Feldaufnahmen sehr erleichtert. Die Steinmergel treten besonders im unteren Teile häufig auf und werden nach oben hin seltener. In dem Gebiete zwischen der mittleren und oberen Atert und dem Devonrand trifft man an der Basis der Abteilung eine 0.20 bis 0.40 m starke Bank von hellem, zuweilen etwas zelligem Steinmergel, die im übrigen Gebiete der Luxemburger Trias nicht ausgebildet ist. Dort tritt eine mehr bunt gefärbte Bank von festem Dolomitmergel auf, welche sich über den lebhaft rot gefärbten Tönen des « Roten Gipsmergels » scharf abhebt. Im oberen Teile treten oft Kalkspatleisten oder dünne Plättchen von Faserkalk auf. VAN WERVEKE (Erläuterungen p. 46) erwähnt als sehr verbreitet Geoden und Kluftausfüllungen von rötlichem, strahligem Schwerspat. Eine poröse Steinmergelbank mit kleinen Schnecken (*Natica*) findet sich im mittleren Teile. Ich beobachtete sie zwischen Mösdorf (Mersch) und Glabach. BLANKENHORN (siehe unten) erwähnt sie bei Echternach.

Gips ist im Steinmergelkeuper nicht selten und kommt in Schnüren als Fasergips, aber auch in größeren, abbauwürdigen Stöcken vor, besonders an den Hängen des Alzettetales, bei Heisdorf und Bereldingen, sowie in der Moselgegend am Scheuerberg, bei Wintringen und im Trintingertal bei Waldbredimus. Auch in den Bohrlöchern von Mondorf und Cessingen wurde Gips erbohrt. Dazu werden in beiden Spuren von Steinsalz erwähnt. Nördlich des Liasplateau fehlt der Gips in dieser Abteilung gänzlich.

Pseudomorphosen nach Steinsalz kommen, von gelegentlichen Ausnahmen abgesehen (vergl. das unten folgende Profil vom Ernzerberg bei Echternach), nicht vor. Wenn VAN WERVEKE (Erläuterungen p. 48) bemerkt, daß dieselben im südlichen Teile Luxemburgs fehlen, nördlich des Liasplateau aber reichlich im unteren Teile des Steinmergelkeupers auftreten, so beruht das auf einer irrthümlichen Auffassung der unteren Grenzziehung dieser Abteilung. Die Pseudomorphosen führenden Schichten gehören ihrer Ausbildung nach unzweifelhaft zum Pseudomorphosen-Keuper. Sie bilden die Abteilung (5) dieser Stufe in ihrer sandigkonglomeratischen Ausbildung am Südrande des Oeslings.

Die Mächtigkeit des Steinmergelkeupers beträgt in dem Bohrloch der Kindquelle in Mondorf 102 m, in Cessingen 94 m, an der Mosel bei Sierck 60 m, bei Schwebsingen 62 m, bei Graulinster 62 m, bei Echternach 53 m, bei Bollendorf 60 bis 70 m und bei Wallendorf 50 bis 60 m.

Ein Detailprofil, welches aus der Ernzer Schlucht und oberhalb des Bahnhofes von Echternach aufgestellt ist, gibt M. BLANKENHORN (1885). Es lautet:

- 15.00 m lockere Mergel und Tone, graugrün und rot, mit lockeren, grauen Steinmergelbänken,
 3.50 m Steinmergelbänke, getrennt von grauen bis schwärzlichen, lockeren Mergeln,
 3.87 m graue Mergel mit viel Kalkspatlagen,
 1.50 m rote und graue Mergel und Tone,
 0.10 m Kalkspatschicht, mürbe oder fest,
 0.35 m lockere Steinmergelbank,
 2.60 m schwarze, graugüne und rote Mergel mit Kalkspatleisten,
 0.25 m Steinmergelbank, in der Mitte schwarz durch Kohlenmulm,
 0.60 m grüne, bläuliche und ziegelrote Mergel,
 0.05 m Steinmergel,
 β) 0.17 m Steinmergelbank, löchrig, zellig, bituminös, mit Petrefacten: *Corbula Keuperina* Qu. sp.,
Perna Keuperina BLANCK. und *Natica turbilina* v. MÜNST. (klein).
 Dünne Lage schwarzen Kohlenmulms,
 0.45 m zerklüftete Mergel,
 a) 0.15 m Steinmergelbank wie β mit denselben Petrefacten,
 5.50 m graue und gelbe Mergel mit Adern und Schichten von Kalkspat,
 1.00 m graue, lockere Mergel,
 3.000 m gelbgraue, schiefrige Mergel,
 1.00 m graue Mergel, reich an Fasergypsadern,
 0.03 m ockergelbe, feste Kalkbank,
 5.50 m graue Mergel mit muschligem Bruch, stellenweise fester, mit Spuren von sechsteiligen, pyramiden-
 förmigen Pseudomorphosen nach Steinsalz,
 8.00 m rote und graue Mergel mit ockergelben Dolomitbänken bis zu 17 cm Dicke,
 0.15 m festere, rote Mergelbank mit rundlichen Mergelknollen,
 1.10 m blutrote Mergel (Abteilung der roten Mergel),
 3.00—4.00 m Schilfsandstein.

Versteinerungen des Steinmergelkeupers.

Die Versteinerungen des Steinmergelkeupers sind selten und auf einzelne Steinmergelbänke beschränkt, die aber nie lange anhalten. Die Fossilien sind nur als Steinkerne vorhanden und meist schlecht erhalten.

Im Luxemburger Gebiet sind bis jetzt bekannt geworden: M. BLANKENHORN gibt in seinem Profil von Echternach aus einer Steinmergelbank an: *Corbula Keuperina* Qu. sp., *Perna Keuperina* BLANCK. und *Natica turbilina* v. MÜNST., von Oberglabach: *Amauropsis arcuacea* FRAAS sp. Ferner erwähnt L. VAN WERVEKE (Erläuterungen p. 48): *Chemnitzia alta* von Senningen, *Avicula* cf. *Gansingensis* v. ALB. und *Corbula Keuperina* Qu. sp. von Schüttringen. Eine zellige Steinmergelbank mit wenig gut erhaltenen Steinkernen (wahrscheinlich *Natica turbilina*) beobachtete ich auf Faascht, links vom Wege Mösdorf-Oberglabach. BENECKE (1887 p. 693) erwähnt Fischschuppen von Remich.

Fazies am Südrande des Oeslings.

Der Steinmergelkeuper ist im ganzen Luxemburger Gebiet der Trias in der normalen Fazies von lichtfarbenen Mergeln mit eingeschalteten Bänken von dichten Steinmergeln entwickelt. Auch am äußersten Rande seiner Verbreitung, wie bei Hostert oder Lannen, wo er unmittelbar dem Devon auflagert, führt er weder Sandstein noch Gerölle, liegt jedoch einem Geröll auf, wie z. B. am obern Ausgang des Hansengrund südlich der Kleinbahnstation Hostert. Dieses Geröll gehört zum oberen kalkigen Konglomerat des Pseudomorphosenkeupers. Die Mächtigkeit nimmt jedoch nach Westen hin ab. Südlich Attert, 2 km westlich der belgisch-luxemburgischen Grenze, wo der Steinmergelkeuper von Rhät überlagert wird, ist derselbe noch 6 m mächtig.

In seiner Verbreitung auf belgischem Gebiet greift er diskordant auf das Devon über, reicht also weiter nach Westen als der Pseudomorphen-Keuper. Bei Rosignol keilt er aus.

Das Landschaftsbild des Steinmergelkeupers.

Der Steinmergel bildet die ausgedehnteste Triasfläche des Landes, die im Südosten und Norden der Liasplatte als ein ununterbrochenes Band in sanftem Anstieg zur Steilstufe des Luxemburger Sandsteines hinaufführt. Dieses Band weitet sich dann, manchmal infolge weitspanniger, flacher Heraushebungen, zu geräumigeren Steinmergelflächen aus wie zwischen Remich und Schengen, im obern Syrtal zwischen Syren und Mensdorf, auf der Aufsattelung der oberen weißen und schwarzen Ernz zwischen Blascheid und Beidweiler. Von Norden her dringt ein Steinmergelkeuperstreifen weit in das Tal der Alzette bis an den Nordrand der Stadt Luxemburg vor. Östlich der unteren Alzette liegt eine weite Steinmergelfläche mit Stegen als Mittelpunkt, die bis an das Tal der weißen Ernz nach Osten zieht. Südlich der Attert schiebt sich ein weiter Steinmergelraum zwischen diesen Fluß und den Steilhang des Luxemburger Sandsteines, in seiner Gesamtheit als «Schweichertal» bezeichnet. Hier wird der unfruchtbare Steinmergelboden weitgehend durch den gelben, sandigen Verwitterungslehm des untersten Lias verbessert. Nördlich des Attertales liegen mehrere isolierte Vorkommen, wovon das von Reimberg und von Hostert die ausdehntesten sind.

Der graue, schwere, wenig fruchtbare Boden sticht in seiner Farbe und in seinen flachwelligen Formen mit den breiten Talböden gegen den gelben Sandstein mit seinen eckigen Steilformen und tiefen Talgründen scharf ab. Fast ununterbrochener Buchenwald bedeckt die Sandsteinhöhen und wo dieser bis auf den grauen Mergel übergreift, ist der Baumbestand dürrig, die Rinde der Stämme bedeckt sich mit Moos, die Buche verschwindet, um anspruchlosem Untergehölz oder Eichen Platz zu machen. Der Wachholder ist die leitende Pflanze des Steinmergels und manche Hänge, wie beispielsweise der «Kneppchen» bei Imbringen, die langgezogene Höhe «auf Bergen» zwischen Godbringen und Junglinster weisen schöne Bestände auf. Wo eine festere Platte von Rhätsandstein die Mergel vor der Abtragung geschützt hat, erheben sich inmitten der größeren Steinmergelräume schöngeformte Kuppen, die meist starke Wasseranrisse an ihren Flanken zeigen, an denen unter dürriger Grasnarbe die grauen und bunten Mergel angerissen sind. Die Bezeichnung «grau» tritt vielfach in den Namen dieser Kuppen auf. Grauenknapp bei Graulinster, Grauenberg bei Hüttingen, Grauenberg bei Folkendingen sind einige Beispiele. Diese stark zerfurchten Hänge unter einer Kappe von Rhätsandstein bilden die für die Steinmergellandschaft so kennzeichnenden Formen wie die Steilhänge bei Rippweiler, der Galgenberg bei Kapweiler, der Besenerberg östlich Finstertal, Faascht bei Oberglabach, Kneppchen bei Imbringen, der langgestreckte Höhenzug östlich Junglinster, der Jakobsberg und die Kreuzberge bei Bech, der Witteschberg bei Medingen, der Felsberg bei Wintringen, um nur einige dieser Formen zu nennen.

Wasserführung. — Der Steinmergelkeuper bildet keinen eigentlichen Wasserhorizont und kommt daher als Wasserspeicher für stärkere Beanspruchung nicht in Frage. Für kleinere Ortschaften und für Einzelwohnstätten sind die Verhältnisse doch nicht aussichtslos. Jede der Steinmergelbänke ist ein Wasserbringer und ein gut angelegter Brunnen kann, besonders im unteren Teile der Formation bis zu 100 Minutenliter geben. Im oberen Teil sind die Verhältnisse weniger günstig. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind indessen bedeutend und nur die reichsten Brunnen liefern in der Trockenzeit noch eine bescheidene Menge von hartem Gipswasser.

DER RHÄT. (ko).

Im Luxemburger Gebiet läßt sich der Rhät nach seiner petrographischen Ausbildung in zwei Abteilungen zerlegen: die untere besteht aus schwarzen, geschiefertem, glimmerhaltigen Tonen, Sandsteinen und Konglomeraten, die obere aus lebhaft roten, fetten Tonen. Gewöhnlich bilden die schwarzen Schiefertone die Unterlage, doch können dieselben zwischen den Sandsteinen wiederkehren. Deshalb wurden beide unter der

Bezeichnung ko^1 und ko^2 als eine Abteilung zusammengefaßt. Die Abteilung der roten Tone wird mit ko^3 bezeichnet.

Die lichten, bunten Farben des Steinmergelkeupers heben sich lebhaft gegen die schwarzen, dünnschieferigen, glimmerführenden Tone oder gegen den Sandstein ab. Ebenso scharf ist die Grenze der oberen roten Tone gegen die dunkeln Mergel der Psilonotenschichten. Die Begrenzung des Rhät gegen sein Hangendes und Liegendes ist also sehr scharf.

Gewöhnlich bildet der Rhätsandstein den mächtigsten Teil der Abteilung. Er kann aber auch auf eine dünne Geröllage oder einige Sandbänkchen zwischen den schwarzen Tönen reduziert sein. Die Sandsteine sind gelb bis weiß, bei dem zurücktretenden Bindemittel gewöhnlich locker, doch kommen auch solche mit kieseligem Zement vor, so daß der Sandstein lagenweise sehr fest ist, wie beispielsweise in einzelnen Aufschlüssen am Felsberg bei Wintringen. Hin und wieder findet sich auf den Schichtflächen auch ein dünner Kohlenbelag.

Eigentümlich sind die eingelagerten Gerölle. Gewöhnlich kommen dieselben in dünnen Lagen in verschiedenem Niveau der Sandsteine vor. Seltener ist der Sandstein durch eine einzige, sehr feste Konglomeratbank mit kieseligem Bindemittel ersetzt oder die Gerölle sind den schwarzen Tönen in lockerem Verbands eingestreut. Die Gerölle haben meistens eine glänzende, gut polierte Oberfläche, sind gut gerollt und erbsen- bis haselnußgroß, erreichen aber selten Wallnußgröße. Nur bei Junglinster, wo das Konglomerat bis zu 1 m mächtig wird, beobachtet man Gerölle bis zu Taubeneigröße. Sie bestehen durchwegs aus weißem Quarz und schwarzem Quarzit, der feinkörnig dicht wie Kieselschiefer ist. Nur einmal traf ich über der Ortschaft Wellenstein in der « Gleicht » ein Granitgeröll von über Wallnußgröße.

Bemerkenswert ist, daß am Rande der Ardennen weder eine Zunahme noch eine Abnahme der Gerölle an Zahl noch an Volumen zu verzeichnen ist und daß die schwarzen Kieselgerölle in keiner tiefern Triasstufe angetroffen werden. Die Gerölle des Rhät reichen bis in das untere Elsaß und entstammen jedenfalls, wenn man eine Herkunft aus dem im Westen vorliegenden Ardennerfestland annimmt, nicht denjenigen Schichten, welche die Gerölle für die tieferen Triasschichten geliefert haben. Es kämen das Kambro-Silur des Hohen Venn und der Vogesen, auch der Kulmschiefer in Frage.

Die Mächtigkeit der Rhätformation ist sehr schwankend und vielfach raschem Wechsel unterworfen. Doch sind, abgesehen von nachträglicher Erosion, alle drei Stufen: schwarze Tone, Sandstein und Konglomerat sowie die roten Tone stets vorhanden, wenn manchmal auch nur angedeutet.

So trifft man in der Moselgegend Mächtigkeiten bis zu 20 m, im Kanton Redingen bis zu 10 m, bei Rippig und Bech nur 0.20 bis 0.50 m. Der Sandstein kann auf eine lockere Sandschicht reduziert sein, anderseits bis zu 10 m und darüber anschwellen. Das Konglomerat tritt bei Junglinster in einer Bank von 1 m auf, östlich Graulinster ist es auf eine dünne Geröllage in lockerem Sande reduziert. Auch die roten Mergel können 3 bis 4 m Mächtigkeit haben wie bei Kapweiler, an der Mosel oder bei Syren, andernorts auf einen, wenige cm messenden Streifen abklingen. Wir werden weiter unten auf diese Eigentümlichkeiten zurückkommen.

Wie bereits erwähnt, greift der Rhät in normaler Entwicklung in westlicher Richtung über den Steinmergelkeuper hinweg. Innerhalb des Luxemburger Gebietes tritt nirgends ein fazielles Anzeichen von Küstennähe auf. Bei Lewelingen, nahe der luxemburgisch-belgischen Grenze haben wir noch mächtigen Rhät, auch bei Attert, 2 1/2 km jenseits der Grenze sind noch die roten Tone und der Rhätische Sandstein zu beobachten. Wenig westlich von Attert verschwinden die roten Tone und unmittelbar über dem Sandstein liegen die marnes de Jamoigne. (BENECKE, 1877 p. 700.)

Versteinerungen sind im Rhät nicht häufig und treten nur in den Sandsteinen, meistens als Steinkerne, auf. Solche unbestimmbare Steinkerne, den Umrissen nach Modiolen, fand ich ziemlich häufig in einem verlassenen Steinbruch im rhätischen Sandstein im Dorfe Kapweiler. Auch Pflanzenreste werden nicht selten angetroffen. WIES erwähnt Saurierknochen aus dem Rhätischen Sandstein aus der Umgegend von Redingen (Wegweiser 1877 p. 55) und BENECKE (Trias 1877 p. 697) ein Fragment einer großen ASTERIE beim Scheuerhof bei Remich.

Bekannt ist der Fundort von der Wolfsmühle bei Ellingen, wo von einem Herrn VON HÖVEL Material gesammelt wurde, das OPPEL¹⁾ bestimmte.

Es sind:

Schizodus cloacinus QU. sp.

Cardium rhaeticum MER.

Avicula contorta PORTL.

Mytilus minutus GLDF.

Pecten acuteauritus SCHEFF.

Anomia sp. ind.

Mactra ? sp. ind.

Natica sp. ind.

Dazu kommen unbestimmbare Zähne, Schuppen und Knochen. Entsprechend der geringen Mächtigkeit ist die Verbreitung des Rhät über Tage eine geringe. Man trifft ihn meistens als schmalen Streifen am Fuße des Steilabfalles des Luxemburger Sandsteines, seltener als Decke über die durch den Steinmergel gebildeten Rücken und Kuppen. Auch dann ist er noch vielfach von den Planorbisschichten überlagert, sodaß er auf den Karten nur als ein schmales Band das Liasplateau einsäumt.

Wegen seiner sich gleich bleibenden faziellen Ausbildung im ganzen Triasraume des Landes, wegen der geringen Mächtigkeiten sowie der scharfen Begrenzung seiner beiden Unterabteilungen eignet der Rhät sich besonders als Leithorizont. Namentlich die roten Tone sind von einer solch kräftigen Farbenwirkung, daß man dieselben stets leicht wiederfindet. Selbst da, wo sich am Fuße des Steilhanges des überlagernden Luxemburger Sandsteines viel Gehängeschutt angesammelt hat, wird man in jedem Anriß des Schuttes die roten Tone wiederfinden. Da nun die für die geologische Landesaufnahme von Luxemburg zur Verfügung stehenden Karten von Hansen im Maßstabe 1 : 50.000 und 1 : 20.000 (letzteres nur eine Vergrößerung und Vergrößerung der ersteren) keine eingemessenen Höhenlinien besitzen und Meßtischblätter mit Isohypsen für Luxemburg nicht bestehen, wurde versucht diesen Mangel der topographischen Unterlage der geologischen Spezialkarte einigermaßen auszugleichen, indem an möglichst vielen einwandfreien Punkten die Basis der roten Tone des Rhät eingemessen wurde. So besteht wenigstens ein festgelegter Horizont auf Grund dessen die feineren Züge der Tektonik des Gebietes auch zahlenmäßig erfaßt werden konnten, was für eine Reihe von Fragen wissenschaftlicher und praktischer Natur unerlässlich ist. Aus diesem Grunde hat die Rhätformation für die vorliegende Landesaufnahme des Gutlandes neben ihrer allgemein stratigraphischen noch eine spezielle Bedeutung für die Erfassung der Kleintektonik.²⁾ Dann zeigen sich auch innerhalb der rhätischen Ablagerungen oder an der Grenze mit dem liegenden Steinmergelkeuper eine Reihe von kleinen Störungen, kleine Diskordanzen, Formen von Umlagerungen, sowie von gestörter und verbogener Lagerung, kurz eine Reihe von Kleinformen, die einen Einblick in das mannigfaltige Wechselspiel von Sedimentation und gleichzeitigen kleinen Bodenbewegungen vermitteln. Wir geben deshalb weiter unten im Anschluß an die allgemeine Darstellung des Rhät einige lokale Einzelheiten verschiedener Vorkommen.

Der Rhät als Baugrund verdient besondere Erwähnung. Der Rhät bildet für Bauten aller Art weitaus den ungünstigsten Untergrund der Triasformation, ja man darf sagen, alle anderen Bedingungen sich gleichbleibend, aller Formationen des Landes. Besonders gefährlich sind die roten Tone über dem Sandstein, nicht minder aber auch die schwarzen Tone unter oder zwischen dem Rhätsandstein. Hier wirken drei ungünstige Faktoren meistens zusammen, um den Rhät zu einem gefährlichen Baugrund zu machen. Die schwarzen wie die roten Tone sind wegen ihrer feinen Körnung sehr plastisch und quellen durch Wasseraufnahme stark. Dazu sind sie meist von einer bis 100 m mächtigen, schwer lastenden Decke des durch Diaklasen stark dislozierten Luxemburger Sandsteines bedeckt, unter dessen Last sie ausgequetscht werden, so daß die Felsmassen leicht zum Talhang geneigt werden und längs der Klüfte abbrechen. Der Sandstein ist außerdem ein starker Wasserhorizont, so daß die Unterlage durch die vielen Wasseraustritte reichlich durchtränkt wird. Die rhätische Unterlage verursacht also den auffallend starken Zerfall der Formation des Luxemburger Sandsteines.

¹⁾ OPPEL: Weitere Nachweise der Kössener Schichten in Schwaben und Luxemburg. — Sitzungsbericht der Wiener Akad. XXIV. 1858.

²⁾ Vgl. die angefügte tektonische Übersichtskarte des Gutlandes.

Auch die Orographie des Geländes begünstigt die Rutschungen. Der Sandstein erhebt sich als Steilwand über die vorliegende flachwellige Ebene des Steinmergelkeupers oder bildet an den Talhängen einen Steilhang über dem flachen Anstieg des Keupers. Straßen und Bahnen werden nun meistens in sanftem Anstieg an dem Talgehänge auf das Sandsteinplateau hinaufgeführt und verbleiben dabei eine längere Strecke in dem Streifen der schwarzen und der roten Tone, worauf auch noch die zwar etwas günstigeren, aber doch nicht ungefährlichen Planorbiskalkmergel folgen. Hier sackt entweder die äußere Hälfte der Straße ab, weil sie auf dem scheinbar festen hängenden Teil des Steinmergels steht, der aber bei näheren Untersuchungen voll von Rutschstreifen ist, die durch das talabwärts Abgleiten der auflastenden Rhätmasse verursacht wurden. Oder aber, wenn die Fahrbahn tiefer in den Hang einschneidet, ist sie durch die darüber hängenden Felsmassen gefährdet, die über ihrer rhätischen Unterlage abbrechen. Alle Versuche solche gefährdeten Stellen zu stützen oder durch Trockenlegen standfester zu machen, führen meist zu keinem Dauererfolg. Das einzige radikale Mittel ist die rhätischen Schichten unter einem Steilhang entweder zu umgehen oder ihr Ausstreichen in einem möglichst geraden Winkel zu durchschneiden, um die Länge der gefährdeten Stelle möglichst zu kürzen. Natürlich spielt die Tektonik hier eine Rolle. Es ist gewiß nicht gleichgültig, ob die Schichten von der Straße weg in den Berg hineinfliegen oder gar auf die Straße zu fallen. Auch sehr schwach geneigte Lagerung wirkt sich sehr ungünstig aus.

Eine technische Verwendung findet der Rhätische Sandstein meistens nur als Bausand. Er liefert einen schwach tonigen Sand, wie sich aus der nachstehenden Analyse einer Probe des Sandsteines an der Straße zwischen Bous und Dalheim ergibt: SiO_2 — 86.20%; Fe_2O_3 — Spuren; Al_2O_3 — 10.30%; CaO — 1.50%; MgO — 0.54% Glühverlust 1.0%.

Die roten und schwarzen Tone würden sich wegen ihrer Kalkarmut wohl zur Herstellung von Ziegeln eignen, doch sind die Mengen durchgehend zu gering. Als Wasserhorizont kommt der Rhätische Sandstein hierzulande nicht in Betracht, wenn er auch lokal einzelne schwache Quellen liefert.

Beschreibung einiger größerer Rhätvorkommen.

Da wo der Luxemburger Sandstein sich nicht als Steilwand unmittelbar über dem austreichenden Rhät erhebt und diesen im Gehängeschutt verhüllt, haben wir gute Aufschlüsse. So besonders westlich des unteren Alzettetales, wo der Rhät und die Pylonotenschichten als Decke über flachwelligen Rücken von Steinmergeln weit nach Norden vorspringen und die Steilwand des Sandsteines infolge kräftig wirkender regressiver Abtragung weiter als sonst nach Süden zurückgedrängt ist. Oder auch im Moseltal, wo südlich Bous der Sandstein ausgekilt ist und die Pylonoten-, Angulaten- und Arietenschichten in der Fazies der dunkelen Tone und Kalke (Gryphitenkalke i. w. S.) entwickelt sind. Auch im Gebiete der buckelförmigen Aufwölbung von Imbringen—Junglinster, wo infolge der kräftigen Heraushebung der Sandstein erodiert ist, haben wir größere Rhätflächen.

Ganz im Nordwesten des Gutlandes haben wir das klassische Vorkommen von Lewelingen, das bereits 1855 von DEWALQUE¹⁾ beschrieben wurde. In dieser Schrift, die eine alte Streitfrage über die Stellung des Luxemburger Sandsteines beendigte, legt DEWALQUE fest, daß der Rhätische Sandstein und der Luxemburger Sandstein zwei verschiedenen stratigraphischen Horizonten entsprechen, während bei anderen Autoren dieser Zeit die Stellung des Rhätischen Sandsteines (grès de Kédange) zum Luxemburger Sandstein (grès de Hettange) noch unsicher war. Die Verwechslung rührte daher, weil der mächtige Rhätische Sandstein von Kedingen von Gryphitenkalk i. w. S. überlagert wird, während der Luxemburger Sandstein selbst eine sandige Fazies eines Teiles des Gryphitenkalkes i. w. S. ist und darüber nur der obere Teil der Stufe des Gryphitenkalkes in der normalen Entwicklung folgt. Dies wurde früher, wo man paläontologisch weniger scharf unterschied, übersehen. (Die Gryphitenkalke in dem oben genannten Umfang sind auf der geologischen Karte mit li¹⁻³ bezeichnet.)

Dabei verweist DEWALQUE zur Stütze seiner Ansicht auch auf das Profil von Lewelingen. Er schreibt darüber:

¹⁾ DEWALQUE, G.: Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxembourg et les contrées voisines. — Bull. soc. géol. de France 2^e série t. 11 p. 234.

« Un peu au sud de l'église de Loevelange, sur le chemin de Beckerich, on trouve au-dessus des marnes irisées :

- 1^o du sable grossier verdâtre ou grès jaunâtre ;
- 2^o une marne sableuse, compacte, micacée en petits lits brun noirs, séparés par des lits semblables de sable jaunâtre cohérent ;
- 3^o des bancs épais de grès grisâtre et grès jaunâtre, peu tenace ; un des bancs inférieurs renferme de petits cailloux roulés ;
- 4^o un peu de marne schistoïde sableuse noire bleuâtre ;
- 5^o une série de bancs de marne plastique, bleu vers le bas, jaunâtre vers le haut, séparés par des bancs de calcaire d'abord grisâtre ou gris, puis grès bleuâtre ;
- 6^o quelques couches de marne jaunâtre, alternant avec un calcaire finement sableux, jaune grisâtre, pointillé de noir ;
- 7^o du calcaire de semblable, mais plus sableux ;
- 8^o les sables et grès de Luxembourg.

Die Nummern 1^o bis 8^o werden zu den marne de Jamoigne (Psilonotenschichten) gestellt.

MORIS (1854 p. 26) gibt um dieselbe Zeit eine Beschreibung des Profiles, stellt aber alles was über dem Steinmergelkeuper folgte, auch den Rhätsandstein, den er hier als Luxemburger Sandstein bezeichnet, zum Lias. Hier sein Profil von Levelingen :

Papiermühle bei Loevelingen :

Von unten nach oben.

2 bis 4 Zoll mächtige, grüne Mergelschichten wechseln mit gelblichen Kalkmergeln von derselben Mächtigkeit mehrmals ab. Darauf folgt

Kalkmergel $\frac{1}{2}$ Fuß ;

Gelber Ton $\frac{1}{2}$ Fuß.

Diese Schichten gehören dem Keuper an.

Auf dieselben folgt :

- (a) { Lockerer, brauner Luxemburger Sandstein $\frac{1}{2}$ Fuß.
Konglomeratartiger von derselben Farbe $\frac{1}{2}$ Fuß.
Sehr milder, gelbbrauner Sandstein 1 Zoll mächtig mit schwärzlichem, dünnschieferigem, bituminösen Mergel wechsellagernd ; das Ganze etwa 4 Fuß mächtig.
Brauner Sandstein, auf welchem schwarzbrauner Mergelschiefer von etwa 12 Fuß Mächtigkeit gelagert ist.
- (b) { Auf diesem ruhen bis fußdicke Schichten eines bläulichen, sehr kalkhaltigen Gesteines, welche mit Mergelschiefer von derselben Beschaffenheit wie der vorhergehende, wechsellagern.

Höher stellen sich die charakteristischen Gesteinsschichten des Luxemburger Sandsteines ein.

Wie gesagt, stellt MORIS alle Schichten über dem Keuper zum Lias. Es ist aber klar, daß die von uns unter (a) zusammengefaßten Schichten zum Rhät, diejenigen unter (b) zu den Psilonotenschichten zu stellen sind.

MORIS glaubt, daß der Luxemburger Sandstein ungleichförmig auf den bunten Keupermergeln lagert, denn er beobachtet in Levelingen, daß das « Fallen der Keuperschichten westlich ist, mit etwa 3^o, während die höheren Schichten mit etwa 12^o nach Süden fallen ». Er möchte aber « diesen wichtigen Punkt nicht mit Bestimmtheit ansprechen. Meine Beobachtungen sind in dieser Hinsicht zu unvollständig ». (p. 55.)

Auffallend ist, daß weder DEWALQUE noch MORIS die gut ausgebildeten, roten Tone erwähnen. Sie müssen damals durch eine Schuttlage verdeckt gewesen sein.

Bei den geologischen Feldaufnahmen (1940) konnte an dieser Stelle, wo der Weg erbreitert worden war, folgendes Profil aufgenommen werden : (Figur Nr. 7.).

- 1) Im Bachbett steht schwach geneigter Steinmergelkeuper an. Der Kontakt mit dem etwas höher folgenden Sandstein ist nicht sichtbar. Darüber folgt :

2) Gelber, lockerer Sandstein, gegen unten eine Lage von Quarzgeröll.

Der Sandstein zeigt unten flaches Einfallen nach Süden, das allmählich bis auf 10° ansteigt. Eine breite Kluft durchsetzt den Sandstein; südlich der Kluft ist das Einfallen 16° nach Süden. Mächtigkeit des Sandsteines, soweit aufgeschlossen, 4.50 m.

3) Es folgt eine rund 5 m mächtige Zone, die durch Schutt verrutscht ist. Soviel läßt sich erkennen, daß hier schwarze, schieferige Tone mit Sandsteinschichten anstehen. Im Hangenden der Schicht treten 0.90 m Sandstein auf, die mit 31° nach Süden einfallen.

4) Darauf folgen, gut erschlossen, die roten Tone, 2.09 m mächtig, mit dem gleichen Einfallen. Gesamtmächtigkeit des Rhät 13 m.

Darüber liegen die dunkeln Mergel mit graublauen, sandigen Kalkbänken der Pylonotenschichten.

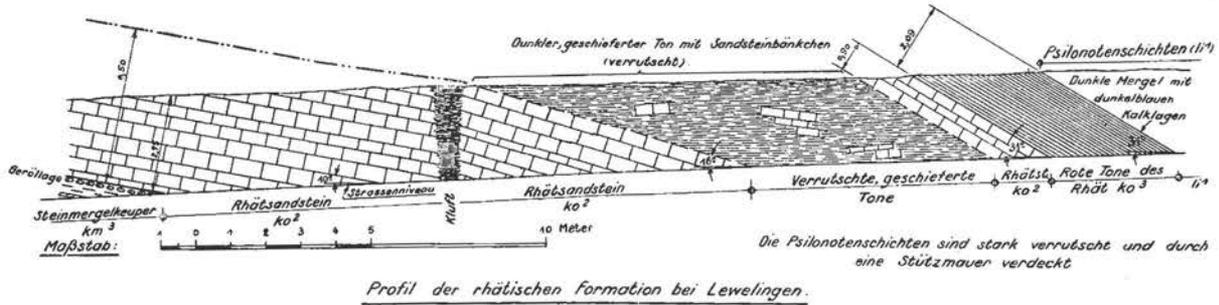


Fig. Nr. 7. — Von Norden (links) nach Süden (rechts) gerichteter Schnitt.

Es handelt sich bei der Lagerung um eine lokale Störung von der Art einer Flexur. In der näheren Umgebung fehlen weitere Aufschlüsse und in den gut aufgeschlossenen Rhätvorkommen am «Grauen Berge» nördlich Hüttingen ist keine Störung mehr sichtbar.

Etwa 2 km östlich Levelingen zieht der Rhät in fast ununterbrochenen Aufschlüssen nach Osten, bis er bei Reckingen (Mersch) das untere Eischtal erreicht. Auf dieser Strecke liegt er als Decke auf den langgezogenen, flachen Rücken des Steinmergelkeupers und stößt ungewöhnlich weit in nördlicher Richtung vor. Die Mächtigkeit ist durchweg bedeutend, 7 bis 10 m, kann aber auch fast unvermittelt auf 1 bis 2 m absinken. Dabei bleiben die roten Tone ziemlich gleichmäßig, der Sandstein aber schwillt rasch an und nimmt ebenso unvermittelt ab.

So haben wir westlich Ehnen in dem kleinen Straßeneinschnitt:

- 1) Rote Tone, 2 m.
 - 2) Sandstein und Sand, gelb, weich, glimmerreich, 3.50 m.
 - 3) Schwarze Blättertone, erschlossen 1 m, ohne daß der Kontakt mit dem Steinmergelkeuper sichtbar sei.
- Im Dorfe Kapweiler bestehen gute Aufschlüsse sowohl unter der Kapelle, wie in den Feldwegen, die von der Ortschaft nach Süden auf das Plateau hinaufziehen:

- 1) Rote Tone, 2.50 m.
- 2) Rhätischer Sandstein mit Steinkernen, in kleinen Brüchen erschlossen, 4 m. Der dunkle Ton ist hier nicht aufgeschlossen.

Gerölle sind am Nordwestrand der Liasplatte eher selten. Nur bei dem Dorfe Rippweiler sind sie etwas häufiger. Auch hier hat der Sandstein, der als Bausand abgebaut wird, 3 bis 5 m Mächtigkeit, weiter östlich, so insbesondere zwischen Buschdorf und Grevenknapp, aber nicht über 0.50 bis 0.80 m. Auch die Gerölle sind hier überall schwach vertreten. Bei Reckingen (Mersch), am Feldwege nach dem Redeschberg, beobachtete ich:

- 1) Rote Tone, 1 m.
- 2) Fester, heller, quarziger Sandstein, 0.30 m.
- 3) Schieferige, dunkle Tone mit einigen Geröllagen, 1.50 m.

Der Rhät sinkt im Eischtal bereits beim Hunnenbour unter das Talniveau, taucht aber an den Aufwölbungen von Dondelingen und Eischen wieder auf. Im Mamertal bleibt er bis nördlich Kopstal über dem Talniveau und im Alzettetal reicht er bis in die Vorstadt Pfaffental hinauf. Die Aufschlüsse sind an den steilen Talgehängen meist wenig gut. Nur hin und wieder trifft man an neu angelegten Wegen ein leidliches Profil. Die Gerölle sind meistens schwach vertreten, der Sandstein ebenfalls sehr schwankend in seiner Mächtigkeit. Am besten ausgebildet fand ich denselben im Rodenbusch bei Steinsel mit stellenweise über 6 m Mächtigkeit. Er ist grobkörnig, glimmerreich, wenig verbandfest und fast ohne Geröll.

Doch wenden wir uns wieder zum Nordrande des Liasplateau. Beim Scheuerhof auf der Höhe über Mösdorf (Mersch) beobachtet man 0.60 m rote Tone über festem, quarzigen Sandstein, 1 m mächtig, und darunter schwarze Tone. Stellenweise sind helle und schwarze Quarzitgerölle eingelagert, darunter bis eigroße Stücke, eine Größe, die nur ausnahmsweise angetroffen wird.

Einen guten Einblick in die eigentümlichen, lokalen Lagerungsstörungen, die man im Rhät häufig antrifft, gewährte ein frischer Anschnitt am Wege Nommern—Eichelbourhof.

Das Profil zeigt an:

- 1) Rote Tone mit Zwischenlagen von grauen Tonen, 1.50 m.
- 2) Sehr grober, gelber Sandstein, 1.20 m.
- 3) Dunkle, geschieferte Tone, darin 0.20 m starke Geröllage, 1.00 m.

In dem frischen Aufschluß (1938) konnte man eine Gleitfaltung verbunden mit Überschiebung in kleinem Ausmaß beobachten. In der Gleitfaltung sind Rhät und Pylonotenschichten zusammen verfaultet. (Fig. Nr. 8.)

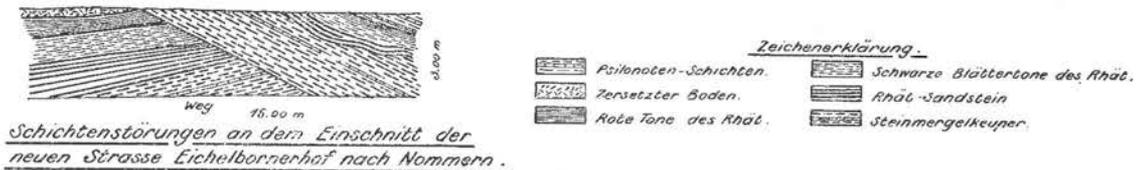


Fig. Nr. 8.

Weiter nach Osten ist der Rhät unter dem Steilhang des Luxemburger Sandsteines meistens schlecht erschlossen, oft nur durch Spuren der roten Tone angedeutet, stellenweise auch vollständig vom Gehängeschutt verhüllt. Nur bei Oberglabach, weiter am Eichelbourhof und beim Kirschenhof westlich Eppeldorf bildet der Rhät eine Decke über einem Keupperrücken und bietet hier bessere Aufschlüsse, die aber nichts Besonderes bieten. Beim Kirschenhof ist das Rhät vertreten an der Nord- und Westseite des langgezogenen Keupperrückens durch 0.20 bis 0.30 m groben Sandstein mit Geröll, an der Ostseite durch 0.30 m schwarze, geschieferte Tone mit Geröll. Rote Tone sind trotz der guten Aufschlüsse nicht zu beobachten. Sie fehlen und man beobachtet dieselben nicht mehr bis westlich Bigelbach, wo sie an der Straße Reisdorf—Befort schwach angedeutet sind. Dann findet man dieselben wieder auf der Höhe oberhalb Bigelbach, dem Sauertal zu. Jedenfalls ist von dem Kirschenhof ab der Rhät schwach ausgebildet.

Auf der kuppenartigen Aufwölbung im Gebiete der oberen weißen und schwarzen Ern, zwischen Imbringen und Graulinster, ist der Rhät gut ausgebildet und zeigt manche lokale, tektonische Eigenheiten, so daß auf diese Vorkommen etwas näher einzugehen ist. Sedimentpetrographisch fällt hier die starke Entwicklung des Konglomerates, tektonisch die mannigfachen Störungen und Verbiegungen in kleinem Maßstabe auf.

Bereits am Anstieg vom Alzettetal auf das Plateau von Blascheid fällt die starke, feste Konglomeratlage mit über wallnußgroßen Geröllern auf. Am unteren Waldrand an dem alten Wege von Lorentzweiler nach Blascheid zeigt ein Aufschluß:

- 1) Dunkle, schieferige Tone mit viel feinem Glimmer und mit einer 0.50 m starken Einlagerung von grobem, weichem Sandstein von 0.50 m Stärke, darin eine 0.15 m starke, feste Konglomeratbank mit großen Quarz- und Quarzitgeröllern. Mächtigkeit 3.50 m.

- 2) Rote Tone, 0.80 m.

Auf dem Plateau von Blascheid finden sich auf dem Bann « im Löchelchen » große Bruchstücke von über 0.20 m Stärke eines dicht gepackten, sehr festen Quarzkonglomerates. Ebenso beobachtet man reichlich Quarzgerölle auf dem langgestreckten Höhenrücken zwischen Imbringen und Asselscheuer. Auch rundum das Dorf Eisenborn beobachtet man das wohl ausgebildete Konglomerat. Am Wege von Eisenborn nach Asselscheuer wurde in dem 0.80 m starken, viel Geröll führendem Sandstein ein Saurierzahn gefunden.

Am rechten Ufer der Ernz, zwischen Eisenborn und Imbringen, trifft man eine 2.50 m starke Lage von lockerem und sehr festem, quarzigem Sandstein. Der harte Sandstein zeigt auf ebener Fläche eine kräftige Flexur von 25° Einfallen. Über dem Sandstein folgt grauer Ton, 1 m mächtig. Die charakteristisch geformte Kuppe « Köppchen » bei Imbringen trägt eine Bedeckung von Rhät. Im südöstlichen Teil ist nur mehr der quarzige, grobkörnige Sandstein mit viel Konglomerat erhalten, im nordwestlichen Teile liegen rote Tone über dem Sandstein. Am Hang liegt soviel Geröll, daß man beim Aufstieg stellenweise an Flußschotter denkt. Hier sei eingeschaltet, daß die zwischen der « Köppchen » und Altlinster gelegene, sanft gewellte Niederung ganz mit einem sandigen, gelben Lehm bedeckt ist, der inmitten der Steinmergelhügel fremdartig anmutet und den man als Diluvium bezeichnen kann. Dem Lehm sind große Gerölle und kantige Brocken von Rhätkonglomerat beigemischt, wozu noch gerundete Stücke von graublauem Kalkstein aus den Pylonotenschichten kommen. Das Material ist jedenfalls von in nächster Nähe anstehenden Schichten herangefrachtet, aber kein Verwitterungsrest des darunter liegenden Steinmergelkeupers.

Auf dem « Scheidgen », einer Steinmergelkuppe bei Weyer, liegen wieder die über kopfgroßen Konglomeratbrocken des Rhät in vereinzelteten Stücken zerstreut auf dem Steinmergel, während auf dem lang gezogenen Rücken die 0.20 bis 0.30 m starken, dicht gepackten Konglomerate eine zusammenhängende Decke bilden.

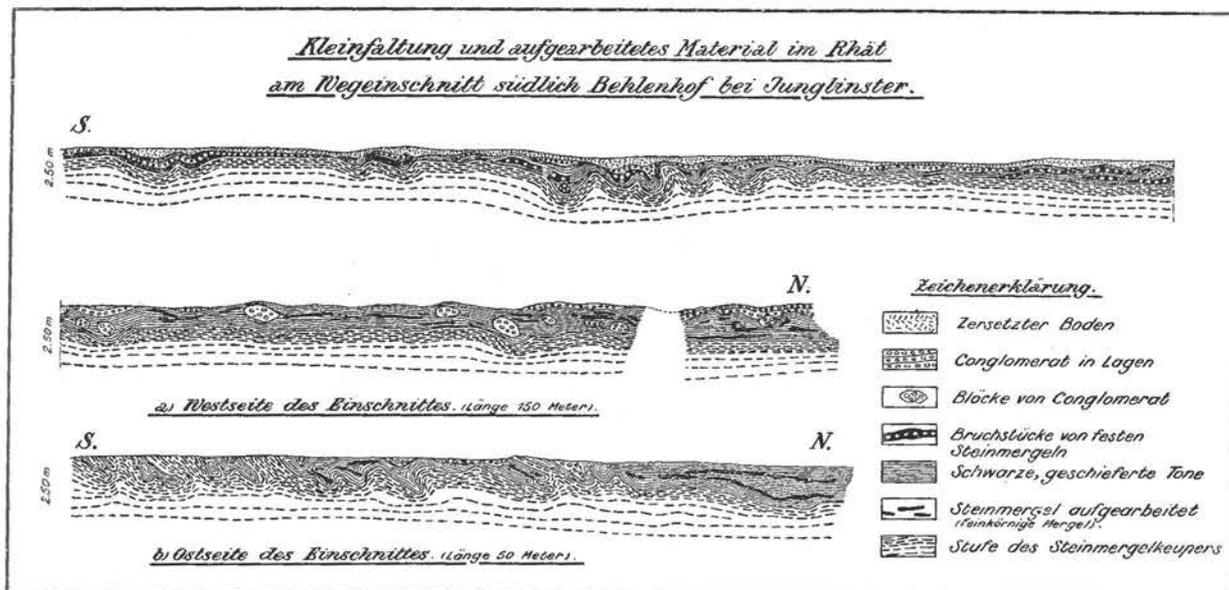


Fig. Nr. 8a.

Es wäre überflüssig alle die Einzelvorkommen um Junglinster zu beschreiben. Sie sind alle durch eine starke Entwicklung des quarzigen Konglomerates mit dichter Geröllpackung und Zurücktreten des Sandsteines gekennzeichnet, während die roten Tone gut ausgebildet sind. Nur auf das Vorkommen auf dem in Nord—Süd-Richtung hinziehenden Plateau südlich des Behlenhof bis an die Straße Junglinster-Echternach sei noch hingewiesen. Auf dem südlichen Teile dieses Plateaus, auf « Obereich », steht die Radiostation. Eine neu angelegte Straße (1938) nach dem Blumental schuf seinerzeit gute, heute (1944) bereits vollständig verwitterte Aufschlüsse.

Auf dem Plateau « Obereich » liegen auf dessen höchstem Teile noch 0.50 bis 1.00 m Luxemburger Sandstein und die Pylonotenschichten, bestehend aus sandigen Kalken und sandigen, sehr dünn geschieferten,

schwarzen Tonen. Am Rande der Pylonotenschichten, an der Oberkante des Plateaubabfalles stehen rote Tone des Rhät und ein 0.50 bis 0.60 m mächtiges, äußerst festes, quarziges Konglomerat auf. Die Schichten heben sich nach Norden heraus und etwas nördlich Punkt 357 (Karte Hansen) bildet die obere Abteilung des Rhät die Oberfläche. Sie besteht aus einem raschen Wechsel von roten und grauen Tonen. Bei der Anlage des Bettes der neuen Straße konnte man deutlich beobachten, wie die roten Tone sich in einer flachen Aufwölbung von 5 bis 6° bei Punkt 357 herausheben und 60 m weiter nördlich mit 4° untertauchen, bald aber wieder unter den Pylonotenschichten auftauchen, um nach Norden in die Luft auszustreichen. Von hier ab bis unter den Behlenhof ist die Straße 1.50 bis 4.00 m in die untere Abteilung des Rhät und die obersten Schichten des Steinmergelkeupers

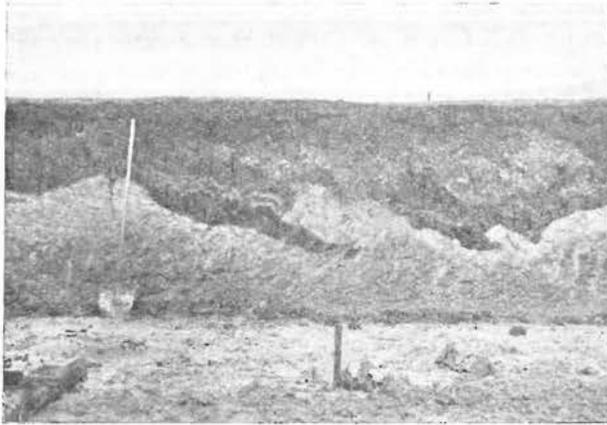


Fig. Nr. 9.



Fig. Nr. 10.

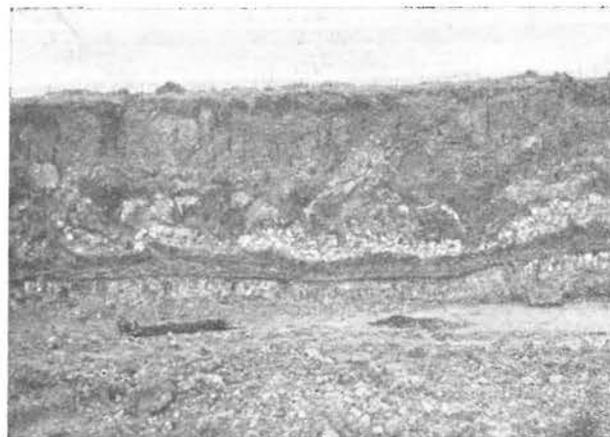


Fig. Nr. 11.

Fig. Nr. 9, 10, 11. — Steinmergel (hell) und Rhät (dunkel), gefaltet und aufgearbeitet.

eingeschnitten. Das Plateau ist vollständig eben, schwach nach Norden ansteigend und etwa 400 m breit, der Einschnitt liegt in der Achse des Höhenzuges. Ein Abgleiten an einem Steilhang kommt hier nicht in Frage. Das ganze Plateau ist reichlich mit Geröll übersät. Lose Konglomeratblöcke, bis zu $\frac{1}{2}$ cbm Inhalt, liegen überall zerstreut. Die untere Abteilung besteht aus dunkeln, schieferigen Tonen und aus dem Konglomerat, das bis 0.80 m mächtig sein kann. Sandstein wird nicht beobachtet. Das Konglomerat und die schwarzen Tone liegen stellenweise wirr durcheinander, die Tone sind gefaltet, dringen in Taschen in den Steinmergel oder in dem dunkeln Tonen liegen helle Zwischenschichten, bestehend aus aufgearbeitetem Dolomit der unterlagernden Steinmergel.

Der Rhät begann jedenfalls mit einer Aufarbeitung der oberen Lagen des Steinmergels, da Material von diesem in deutlichen Schichten zwischen den schwarzen Tonen liegen. Das abgelagerte, untere Rhät wurde später wieder aufgearbeitet. Details der Lagerung sind aus den photographischen Aufnahmen ersichtlich. (Fig. 8a, 9, 10 u. 11.)

Auch in der weiteren Umgebung beobachtet man die starke Ausbildung des Konglomerates bis zur vollständigen Verdrängung des Sandsteines.

So ergibt ein Aufschluß am Feldweg über der Kirche, der nach Obereich hinauf führt:

- 1) Rote Tone 0.80 m.
- 2) Dunkle Tone mit einer oberen Konglomeratlage von 0.20 m und einer tieferen von 0.60 m Mächtigkeit. Gesamtmächtigkeit von (2) 2.40 m.

Ein anderer Aufschluß am Nordostende des Plateaus « Roosbour » östlich « Obereich » zeigt 1 m rote Tone über 0.80 m Konglomerat mit etwas dunklen Tonen.

Anzeichen von Lagerungsstörungen lassen sich an diesen sehr kleinen Aufschlüssen, die alle höchstens 1 bis 2 m Länge haben, nicht nachweisen. Es ist aber nicht nachgewiesen, daß sie nicht bestehen. Auch anderwärts bestehen Hinweise auf eine Aufarbeitung und Umlagerung des Rhät. (Vgl. auch die Anmerkung p. 119.)

So beobachtet man im östlichen Teil des « Grassenberg » bei Bech an der Basis des Luxemburger Sandsteines bis 3 kg schwere, gut gerollte Bruchstücke des blauen Kalkes der Pylonotenschichten, während der Rhät nur durch einzelne lose Gerölle über dem Steinmergel angedeutet ist.

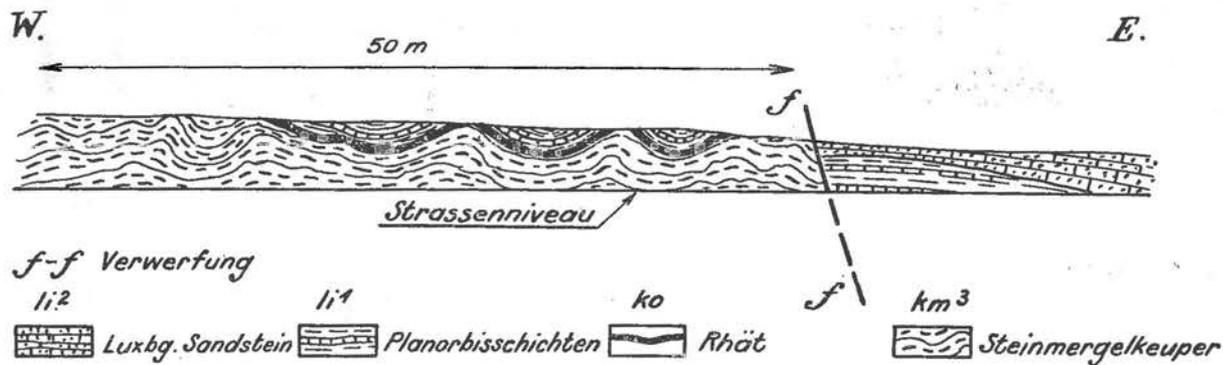


Fig. Nr. 12. — Fältelung in einem Aufschluß bei der Neumühle im untern Birlergrund.

Auch am « Jacobsberg » östlich Bech, sieht man auf aufgearbeitetem, hellen Material, herrührend vom Steinmergel nur verstreute Gerölle welche den Rhät andeuten und darüber den Luxemburger Sandstein. In diesem ganzen Gebiet von Rippig im Westen bis über Jacobsberg im Osten hinaus, ist der Rhät äußerst schwach entwickelt und setzt sich aus 5 bis 10 cm roten Tonen und etwas dunkeln Tonen mit losen Quarzgeröllen oder losen Stücken von Konglomerat zusammen, so daß die Gesamtmächtigkeit in diesem Gebiete selten über 15 bis 20 cm hinausgeht.

Diese Störungen in der Lagerung wie die eingelagerten Linsen von aufgearbeitetem, älteren Material, deuten jedenfalls auf ein Wechselspiel von Ablagerung und Zerstörung in seichtem Wasser hin. Es ist gewiß nicht zufällig, daß diese Unregelmäßigkeiten der Lagerung und das Vorherrschen der Konglomeratbildung in einem Gebiete der Aufwölbung auftritt. Wir müssen zur Erklärung der eigenartigen Umlagerungen annehmen, daß schon zur Zeit der Rhätsedimentation hier eine aufsteigende Bewegung vor sich ging, so daß die Sedimentbildung unter dem Einfluß der zerstörenden Wirkung der Wellen lag, wobei Ablagerung und Abtragung gleichzeitig vor sich gingen. Dazu zeigen die Stauchungen und Verbiegungen, die infolge ihrer Lage auf einer völlig ebenen Hochfläche keineswegs als Gleitfaltung gedeutet werden können, auf eine im horizontalen Sinn wirkende Pressung hin. Da unmittelbar nördlich vor dieser Rhätdecke die Südostverwerfung¹⁾ durchzieht, gegen

¹⁾ Bezeichnung für die aus dem mittleren Alzettetal bis an das Sauerthal bei Rosport hinziehende Verwerfung, welche die Liasplatte des Gutlandes im Südosten abschneidet.

welche das Rhät gehoben ist, kann man an der vorliegenden Liassandsteinmasse den Widerstand sehen, gegen den die Rhätdecke von Süden her bewegt wurde. Die lokale Kleinfaltung läßt sich am besten als eine Begleiterscheinung der Verwerfung erklären.

Eine ähnliche stärkere Kleinfaltung war in einem frischen Aufschluß bei der Neumühle im untern Birlergrund über der Straße unmittelbar an der Verwerfung von Sandweiler zu beobachten. Steinmergelkeuper und Rhät stoßen hier an Pylonotenschichten ab. Der stark gefaltete Steinmergel reicht bis 2 m über das Straßenniveau. In den kleinen Mulden sind verbogene Reste von Rhät und Pylonotenschichten erhalten geblieben. (Fig. 12.)

Die für analoge Erscheinungen von schief gestellten, eingesunkenen Stücken härterer Bänke oder von wellenförmig verbogenen, oft wie verkneteten Formen von härteren Gesteinsbänken in weicherem Gestein, wie auch für die wellenförmig angeordneten obersten Farbbänder der bunten Mergel des Hauptkeupers angenommene Erklärung von Gehägebewegungen oder von innerer Umlagerung in der Verwitterungszone ist nicht vorhanden. Man müßte denn annehmen, daß die Verwitterungszone abgetragen sei. Aber die Steinmergel, in welche der Rhät taschenförmig eingefaltet ist, zeigen keine Verwitterungserscheinungen. Die Faltungserscheinung hätte also tiefer greifen müssen als die Verwitterungszone, wofür kein Grund vorliegt. (Vgl. Fig. 13.)



Fig. Nr. 13.
Wellenförmige Farbbänder im Steinmergelkeuper.



Fig. Nr. 14.
Einlagerung (hell) im Rhät bei Senningen.

Zum Abschluß sei noch eine recht eigentümliche Einlagerung im Rhät bei Senningen erwähnt. Von dem tief gelegenen Senningen führt aus dem südlichen Teile des Dorfes eine neue Straße in einer weiten, tief in den Hang eingeschnittenen Kurve zur Hauptstraße herauf, in welche der neue Weg beim alten Waschbrunnen, westlich über dem Schloßpark, einmündet.

Das Hangende des Steinmergels zeigt schöne Gleitfaltung. Darüber folgen :

- 1) Dunkle, feinschieferige, glimmerführende Tone, 1 m.
- 2) Mittelkörniger, etwas toniger Sandstein mit wenig zahlreichen losen Geröllen von der Größe einer Erbse bis zu einer Haselnuß. Die dunkeln Kieselgerölle wiegen weit vor, 0.30 m.
- 3) Dunkelrote, geschieferte Tone, 3 bis 4 m.

Die Straße steigt an und gelangt in immer höhere Schichten. An einer Stelle, wo die Straße bereits in das Niveau des unteren Teiles der roten Tone gekommen ist, liegt in diesen, ohne daß die Schichtung irgendwie gestört ist, eine helle gut begrenzte Masse mit abgerundeten Konturen, durch den Straßeneinschnitt in einer etwa 4 m im Durchmesser betragenden Fläche aufgeschlossen. Wie weit diese helle Gesteinsmasse in horizontaler Richtung in den Berg hinein und in vertikaler Richtung noch in die Tiefe geht, ist unbekannt. Nach oben ragt sie etwas in die überlagernden Planorbisschichten hinein. (Fig. 14.)

Die Gesteinsmasse besteht aus einem hellen, wenig festen Gestein, das sich aus einem Kern mit zwei deutlichen, aber nicht ganz scharf abgegrenzten Hüllen zusammensetzt.

Die äußerste Hülle ist 0.30 bis 0.40 m dick und besteht aus einem lockeren, etwas glimmerhaltigen, sandigen Gestein, das durch den angelagerten roten Ton eine ziegelrote Färbung angenommen hat.

Die zweite 0.40 bis 0.50 m starke Umhüllung besteht aus einer hellweißen Gesteinsmasse, die dichten, steinmergelartigen Bruch zeigt. Das Gestein ist sehr leicht, wie poröser Kalktuff.

Der Kern besteht aus unregelmäßigen, scharf kantigen Bruchstücken, die in einem losen Sand stecken. Die Farbe ist hell, etwas ins Graue spielend oder gelblich.

Die von R. STUMPER ausgeführte Analyse zeigt, daß das Gestein zu 30% aus feinstkörnigem Quarzsand besteht, der in einer Grundmasse von Calciumsilikat liegt. Das Calciumsilikat enthält 10% chemisch gebundenes Wasser.

Der rote Ton und die eingeschlossene Gesteinsmasse werden von den Psilonotenschichten eingedeckt, doch ragt die weiße Gesteinsmasse noch etwas in diese hinein.

Da man von dieser hellen Gesteinsmasse nur einen Querschnitt sieht, ist es nicht leicht sich ein Bild von den wirklichen Umrissen in horizontaler Richtung und nach der Tiefe zu machen. Die helle Masse dringt nirgends zwischen die Schichten der Roten Tone hinein. Sie verhält sich vollständig passiv zu der Sedimentation des umgebenden Gesteines. Am natürlichsten scheint die Annahme, daß ein gesteinsfremder größerer Block hier passiv von den Roten Tonen eingedeckt wurde. Das Gestein konnte ein sandiger Kalkstein sein, in welchem nachträglich das Kalziumkarbonat in ein Kalziumsilikat umgesetzt wurde.¹⁾

Die Mächtigkeit des Rhät.

Die größten Mächtigkeiten beobachten wir in der Moselgegend. Hier ist eine Dreiteilung fast immer möglich: Unten vorherrschend dunkler Ton, hin und wieder mit Einschaltungen von Sandstein, darüber 5 bis 10 m gelber, quarziger, fester oder lockerer Sandstein mit Gerölllagen, oben 2 bis 5 m roten Ton.

Zwischen Niederkontz und Bous (Remich) treffen wir Mächtigkeiten von 12 bis 20 m, im Bohrloch der Adelheidquelle (1913) von Mondorf 16 m, im Bohrloch von Longwy gibt Joly für das Rhät 16 m, im Bohrloch von Cessingen sind es 25 m, worin aber offenbar die Psilonotenschichten einbegriffen sind, so daß die wirkliche Mächtigkeit des Rhät immerhin 16 bis 18 m sein dürfte. Bei dem Friedhof von Syren ist die Mächtigkeit 10 m, in Mutfort 6 bis 7 m, auf dem Witteschberg bei Medingen 16 m und zwar 1 m Roter Ton, 3.50 m Sandstein mit wenig Geröll, 11.50 m dunkle Tone.

Nach Norden nimmt die Mächtigkeit jetzt sehr ab, um dann aber am NW-Rande des Liasplateau wieder zuzunehmen.

Im Rodeschbusch bei Steinsel ist sie 3 bis 7 m, wovon 2 bis 6 m lockerer Sandstein. Auf der Triasaufwölbung zwischen Steinsel und Junglinster zeigt das Rhät etwa die gleichen Mächtigkeiten: bei Blascheid 5 m, bei Imbringen 4.50 m, bei Junglinster 2.50 bis 3.00 m. Östlich Graulinster nimmt die Mächtigkeit rasch ab und übersteigt am ganzen Südostrand der Liasplatte selten 0.20 m. Auch am Nordostrand der Liasplatte, zwischen Bigelbach und Eppeldorf, ist sie sehr gering, nimmt aber westlich der weißen Ernz wieder zu und erreicht bei Oberglabach bis 3 m.

Im Alzettetal ist sie bei Heisdorf 2 m, bei Lintgen 3 m und beim Scheuerhof (über Mösdorf) 2 m.

Im Mamertal liegen die Mächtigkeiten zwischen 1.00 und 2.50 m. Westlich der Alzette bis zur belgischen Grenze nimmt die Mächtigkeit wieder zu. Wir haben bei Reckingen 3 m, am Helperknapp 4 bis 5 m, bei Kapweiler und Rippweiler 6 bis 8 m, bei Levelingen 13 m und jenseits der belgisch-luxemburgischen Grenze noch 2 bis 3 m. Der Sandstein zeigt auch hier die mächtigste Entwicklung. Die mächtigsten Konglomerate haben wir auf der Aufwölbung von Blascheid—Graulinster.

¹⁾ Zwischen Mersch und Schoenfels, «in den Bouren» fanden sich (Juli 1948) beim Abteufen eines Probeschachtes in dem rhätischen Sandstein hühnereigroße, gut gerollte Brocken desselben Sandsteines, der also während der Ablagerung wieder aufgearbeitet worden war. Die Schichtflächen sind mit einem dünnen Belag von mulmiger Kohle überzogen, die eingestreuten Quarzgerölle ungewöhnlich groß. (Anmerkung während der Drucklegung.)

IV. — DIE ENTWICKLUNG DES LUXEMBURGER SEDIMENTATIONSRAUMES WÄHREND DER TRIASZEIT.

Der Sedimentationsraum des Luxemburger Mesozoikums liegt im Schnittpunkt von tektonischen Bewegungen, deren Verlauf nach fest bestimmten Richtungen altes hercynisches Erbgut darstellt. Diese Bewegungen schufen teils Innensenken in der Richtung des variscischen Faltenstreichens und die in den Schwächezonen zwischen den Schollengrenzen eingesenkt sind, wie die Wittlicher Mulde und die Saar—Nahe-Senke. Teils erzeugten sie Einbiegungszonen, die in der rheinischen Richtung verlaufen und als Quersenzen bezeichnet werden, wie die Eifelsenke und die Lothringer Senke (Lothringer Furche). Was fälschlich als «Luxemburger Bucht» bezeichnet wird, ist, nach ihrer Entstehung, eine zwischen dem Ardenner Massiv und dem Hunsrück gelegene Einbiegungszone vom tektonischen Charakter einer Quersenke, welche Eifelsenke und Lothringer Furche verbindet, in welche aber auch die Wittlicher Mulde und die Saar—Nahe Innensenke einbiegen. Beide letzteren liegen zwar außerhalb der politischen Grenzen unsers Gebietes, gehören aber in sein paläogeographisches Bild hinein. Der Sedimentationsraum umfaßt mithin verschiedene Bauelemente und Richtungen, nämlich Großfalten variscischer Richtung und Querundationen rheinischer Richtung, deren erste Anlage bis in die hercynische Faltungszeit zurückliegt, die aber im Laufe der spätern tektonischen Bewegungsphasen immer wieder aufleben und wegweisend für die Transgressionen werden, so daß der Ablagerungsraum bald für die Nord-Süd, bald für die Ost-West gerichteten Überflutungen zugänglich wird. So liegt beispielsweise das Rotliegende in Sammelmulden mit variscisch streichender Tektonik. Aber im obersten Oberrotliegenden treten Wittlicher Mulde und Saar—Nahe-Senke durch eine den Hunsrücksattel quer durchsetzende Einbiegung miteinander in Verbindung und bilden eine einheitliche Sammelrinne. Mit dem Abschluß des Rotliegenden wird die Wittlicher Senke als Sedimentationsraum ausgeschaltet, aber das Verbindungsstück, das sich zwischen Eifelsenke und Lothringer Furche eingeschaltet hatte, verbleibt als Ablagerungsraum. Mit dieser Umstellung beginnt die Sedimentation der Trias im Luxemburger Raum. Die Transgressionsvorgänge verlaufen jetzt in der rheinischen Richtung, bis mit der Wiederbelebung der variscisch gerichteten tektonischen Bewegungen der Lias einsetzt, mit dem auch das paläogeographische Bild ändert.

Demnach ist der Sedimentationsraum der Luxemburger Trias eine in ihrer Urianlage durch die Einbiegung der Großfaltenachsen bedingte Quersenke in rheinischer Richtung zwischen zwei Hochgebieten, dem ardenno-gallischen Festland im Westen und dem Siegener- und Hunsrücksattel im Osten. Durch die Lothringer Furche stand die Quersenke mit dem südwestdeutschen, durch die Eifelsenke mit dem nordwestdeutschen Triasmeer in Verbindung. Die Transgression drang von Süden und von Norden her vor, so daß von diesen beiden Richtungen her übergreifende Lagerung stattfand, worauf bereits M. BLANKENHORN (1885, p. 123) hinweist. Von den Buntsandsteininseln der Eifelsenke zeigt das große Vorkommen von Hillesheim eine feinkörnige, geröllfreie, glimmerreiche, tonige Gesteinsausbildung, die an Voltziensandstein erinnert, während weiter südlich und auch nördlich davon typischer Hauptbuntsandstein mit Geröllen und Konglomeraten auftritt.

Der Westrand des Ablagerungsraumes läßt sich durch den Verlauf der Küstenfazies für jede einzelne Abteilung der Trias sicher festlegen, während der genauere Verlauf des Ostrandes, zumal für die höheren Glieder der Trias, unsicher ist. (Fig. 15.) Obgleich eine Reihe von Erscheinungen darauf hinweist, daß auch im Osten ein Hochgebiet lag, ist die Festlegung einer Küstenfazies hier durch mancherlei Umstände erschwert. Die nachträgliche Erosion kann an der Ostseite der Quersenke wirksamer gewesen sein, so daß die Uferfazies heute abgetragen ist. Wahrscheinlicher ist, und hierauf weisen auch die Beobachtungen im Triasgebiet von Commern hin,

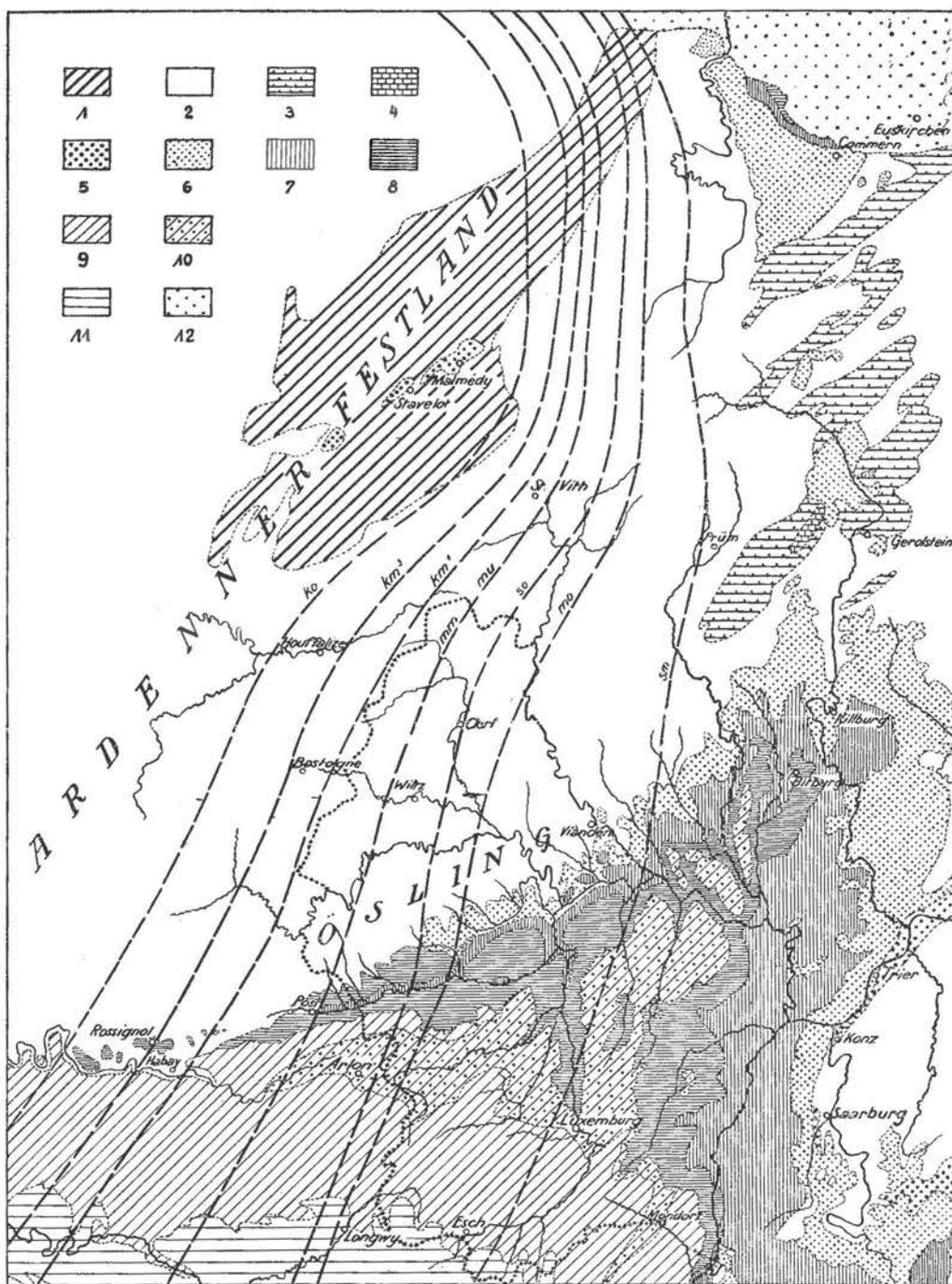


Fig. Nr. 15. — Allgemeine Richtung der westlichen Uferlinien der Triasmeere in der Luxemburger und Eifeler Quersenke. — — — — Uferlinien — — sm — — zur Zeit des Vogesensandsteines, so = zur Zeit des Buntsandsteines mu, mm = zur Zeit des Unteren und Mittleren Muschelkalkes, mo = zur Zeit des Hauptmuschelkalkes, km' = zur Zeit des Pseudomorphosenkeupers, km³ = zur Zeit des Steinmergelkeupers, ko = zur Zeit des Rhät.

1 = Kambro-S lur, 2 = Unterdevon, 3 = Mitteldevon, 4 = Oberdevon, 5 = Rotliegendes, 6 = Buntsandstein, 7 = Muschelkalk, 8 = Keuper, 9 = Lias im Allgemeinen, 10 = Luxemburger Sandstein, 11 = Dogger, 12 = Tertiär.

daß die Küstenfazies im Osten weniger ausgeprägt war und die auffallendsten Merkmale derselben, Konglomerate und Gerölle, nur schwach ausgebildet waren. (BLANKENHORN, 1885 p. (258) 119.)

Das mag seine Ursache in der östlichen Küstengestaltung selbst gehabt haben, die, im Gegensatz zur Westküste, als Flachküste ausgebildet sein konnte, sowie in der Richtung der Strömungen und in der Richtung der Küste zum Faltenstreichen. Wo die Küste parallel zur Faltungsrichtung verläuft, hat die Brandung viel weniger Angriffspunkte als dort, wo sie in einem offenen Winkel zum Schichtenstreichen hinzieht, wie dies im Westen der Fall ist. Von großer Bedeutung für die Faziesbildung sind auch die einmündenden Flüsse. Da die Faltenrichtung vielfach leitend für die Flußrichtung ist, konnten im Westen zahlreiche Küstenflüsse reichlich grobes Material vom Festland anschwemmen, das hier im Strandgebiet zur Ablagerung kam, während das feine Material weiter hinaus bis in den östlichen Teil der Quersenke verfrachtet wurde. Im Osten konnten die wenigen Küstenflüsse mit trägerem Gefälle nur feines Material am Strand ablagern.

Von diesem Gesichtspunkte aus läßt es sich begreifen, daß an der Quarzschwelle von Sierck Voltziesandstein und Muschelsandstein dem Grundgebirge auf- und anlagert, ohne daß irgend ein Anzeichen einer Uferfazies zur Ausbildung kam. (Vgl. p. 24—26.)

Daß die fortschreitende Transgression nicht von Osten nach Westen, sondern in der Nord-Südrichtung in einer Quersenke zwischen einem westlichen und östlichen Hochgebiet erfolgte, dafür sprechen auch einzelne Faziesveränderungen in der Trias, die sich in der Nord-Südrichtung entwickeln. (Vgl. auch M. BLANKENHORN, 1885 p. (261) 127.)

Die nahen Beziehungen, welche die Trias von Commern zu der Lothringer Trias zeigt, lassen sich eben nur durch die Verbindung beider Gebiete durch die Eifelsenke erklären.

Allgemein ausgedrückt haben wir eine fast meridional gerichtete Einbiegungszone mit ungleichmäßiger Senkungstendenz, wobei die tiefern Schichten früher an den Rändern abstoßen als die oberen und jüngern, welche über die ältern hinweg auf das Festland übergreifen. Im Muldentiefsten haben wir normale Entwicklung, die nach den Rändern hin in eine Küstenfazies übergeht. Diese weist im Westen i. a. gröbere Komponenten auf als im Osten.

Aus dieser Skizzierung der allgemeinen Anlage des Luxemburger triadischen Sedimentationsraumes ergibt sich schon, daß hier ein Rindenstück vorliegt, das Beziehungen zu verschiedenen Strukturformen des Untergrundes hat, so daß es sich verschiedenen Gleichgewichtslagen anzupassen hat und somit seine Lage zeitlich und örtlich nicht konstant bleiben kann. Dem gemäß hat man eine entsprechende Mannigfaltigkeit der Ausbildung der Sedimente zu erwarten, da die Fazies der Sedimente ein Indikator für die Bodenbewegungen ist.

Der Werdegang des Ablagerungsraumes kann also aus den Beobachtungen an den Sedimenten herausgelesen werden. Diese erlauben nach R. BRINKMANN folgende Feststellungen:

Bestimmen der Grenzen zwischen Sedimentation und Denudation, wodurch die Lage des Beckenrandes sowie dessen Verschiebungen festgelegt werden.

Bestimmung des Gebietes der mächtigsten Sedimentation, des Beckentiefsten und der Zone der kräftigsten Senkung.

Diese drei Faktoren eines Sedimentationsraumes brauchen nicht notwendigerweise zusammenzufallen. Mächtige sandigkonglomeratische Sedimentation kann in der Ufernähe stattfinden, während im Beckentiefsten tonige Ablagerung geringer Mächtigkeit vor sich geht.

Der gleiche Raum kann unter verschiedene Ablagerungsbedingungen kommen, so daß fluviale, marine und saline (Ablagerung großer Gips- und Salzmassen) Fazies einander ablösen oder ineinander übergehen. Mit dem Wechsel der Sedimentation kann positive Verschiebung des Beckenrandes auf das vorliegende Festland oder negative Strandverschiebung eintreten oder der Beckenrand kann im allgemeinen der gleiche bleiben.

In dem Sedimentationsraum der Trias begegnen wir spezifischen Faziestypen, unter denen wir nach E. KRAUS unterscheiden können:

1) Die sandig-konglomeratische Küstenfazies, 2) Lagunenbildungen, bestehend aus lockerem, pflanzenführenden Sandstein, aus bunten Mergeln mit Dolomitlagen und Versteinerungen. Diese Fazies ist typisch für die

früher als Lettenkohle bezeichnete Abteilung und wird als gemischte Lettenkohlefazies bezeichnet. 3) Das feine, bunte Festlandsmaterial konnte unter salinaren Bedingungen abgelagert werden und es entsteht die typische Keuperfazies ohne Anwesenheit erhaltungsfähiger Organismen. 4) Eine besonders wichtige Fazies ist die dolomitische. Sie ist z. T. so eng mit den salinaren Bildungen verknüpft, daß für sie eine Ausscheidung in Verbindung mit reichlichem Salzgehalt und Landnähe angenommen werden kann. Es ist doch gewiß kein Zufall, daß die Triasbildungen unseres küstennahen Gebietes ausschließlich dolomitische Einschaltungen kennen, während im Innern des deutschen Triasbeckens es zu kalkiger Ausscheidung kam. Der Dolomit wurde, ebenso wenig wie der Kalk, in klastischer Form vom Lande her eingeschwemmt, sondern er kann nur unter besondern salinaren Bedingungen aus dem Flachwasser ausgeschieden worden sein, wie denn eine Reihe von sediment-petrographischen Merkmalen der Trias auf einen übernormalen Salzgehalt des Wassers hinweist.

Eine sandige Küstenfazies (1) und die gemischte Lettenkohlenfazies (2) entstehen bei beständiger Verschiebung der Faziesgürtel gegenüber dem Festland. Das mannigfaltige Ineinandergreifen der salinaren Keuperfazies (3) und der dolomitischen Fazies (4) deutet auf den öftern Wechsel von Abflußlosigkeit (3) und Abfluß (4) hin. Abflußlosigkeit bedeutet Salzpfannen, Strandsümpfe, wüstenartige Einebnung, Mangel an Gefälle. Bei Abfluß bildet sich ein normaler Zustand heraus. Wechsel von Abfluß und Abflußlosigkeit und größere Strandverschiebungen können aber nur eine Wirkung epirogenetischer Bewegungen sein.

Diese Faziesänderungen liegen auch der Gliederung der Trias zu Grunde. Die einzelnen Abteilungen der Trias sind keine stratigraphischen Zonen im paläontologischen Sinne, sondern Marken eines physiko-geographischen Wechsels. (Vgl. auch KRAUS, 1922 p. 102 ff. und BRINKMANN 1926: Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. — Z. Deutsch. geol. Ges. Bd. 80, Heft 1.)

Der Buntsandstein ist die Fazies der Lagunen und der bei zeitweiligem Austrocknen von Binnenmeeren sich bildenden salinaren Fazies. Im Muschelkalk zeigt sich gelegentliche Verknüpfung mit dem offenen Weltmeer, die aber zeitweilig abreißen kann, so daß es zu Gipsabscheidungen kommt. Nur im Hauptmuschelkalk weisen die seltenen Ceratiten auf eine, wenn auch dürftige zonare, paläontologische Gliederung hin. Deutlich tritt der *Ceratites nodosus* im Nodosuskalk, die hochmündigen Ceratiten höher in einer besondern Zone im Dache der Abteilung auf.

Der Keuper bedeutet eine wesentliche Erweiterung des Sedimentationsraumes, bei einer Verflachung des Meeres mit gelegentlicher Trockenlegung, so daß hier neben der gemischten die salinare Fazies vorherrscht. Dazu tritt eine fortgeschrittene Einebnung des Festlandes, so daß statt der grobklastischen Sedimente des Buntsandsteines feinklastische Pelite und karbonatreiche Mergel vorherrschen. Die Verbindung mit dem offenen Weltmeer ist abgerissen, daher die Fossilarmut der Absätze. Den Übergang zum Hauptmuschelkalk bilden die Myophorienschichten mit ihrem Gemisch von terrestrischer und brakischer Fazies, während der Rhät zu der Juratransgression und zu einem andern tektonischen Bauplan überleitet.

Durch alle Bildungen der Luxemburger Trias erkennt man aber den Einfluß der Nähe des Ardenner Festlandes, was im westlichen Teile des Gebietes zu einer in allen Triasstufen gleichartigen konglomeratisch-sandigen Fazies überleitet.

Während die Anordnung der Bildungen des obern Rotliegenden in unserm Gebiete und dessen Umgebung noch deutlich die alte hercynische Tektonik variscischer Richtung erkennen läßt, erfolgt die Ablagerung des Vogesensandsteines in einer Sammelrinne, die in ihrem Verlauf den wieder auflebenden Quersenkens der Eifel und Lothringens entspricht. Das Beckentiefste zieht über Mondorf, Trier, Bitburg; die westliche Uferlinie verläuft zwischen Sinspelt und der Our und erreicht im Süden des Landes Longwy nicht mehr.

Während das obere Rotliegende mit kaum bearbeitetem, eckigem, quarzitischem Verwitterungsschutt des alten Festlandes beginnt, zeigt der Vogesensandstein gut gerolltes Basalkonglomerat und mächtige grobe Sandsteinbildungen mit den Merkmalen einer Sedimentation in einem Flachmeer mit fluviatilen Einlagerungen. Das Material entstammt den mächtigen Schuttansammlungen des nahen Festlandes, die von Flüssen einem von Süden nach Norden transgredierenden flachen Meere zugeführt wurden. Das in der gleichen Richtung an Mächtigkeit abnehmende Hauptkonglomerat erreicht unser Gebiet nicht mehr.

Die sandig-tonigen, bunten Zwischenschichten mit Dolomit in Knollen und Lagen im unteren Teile und eingestreuten Geröllen durch die ganze Abteilung zeigen auf eine deutliche Erweiterung des Sedimentationsraumes nach Westen und nach Norden hin. Der petrographische Charakter der Zwischenschichten mit den eingeschalteten violetten Tönen und dem grobkörnigen braunroten Sandstein läßt sich durch die ganze Eifel senke bis in die Bucht von Commern hinauf verfolgen. Auch die große Buntsandsteinplatte von Hillesheim, wo jedes Anzeichen von Vogesensandstein fehlt, während er nördlich und südlich davon vorkommt, scheint jetzt von der von Nord und Süd vordringenden Transgression erreicht zu sein.¹⁾ Doch fehlen hier die für die Zwischenschichten bezeichnenden Dolomitknauer, während in der eigentlichen Bucht von Commern die Fazies der Zwischenschichten in Schichten hinaufreicht, die durch reichliches Auftreten von Pflanzen als Voltziensandstein gekennzeichnet sind.

Dies weist darauf hin, daß, besonders in der Nähe des Festlandes, die faziell begründete Gliederung des Buntsandsteines keiner paläontologisch begründeten Zonenfolge entspricht und daß hier Faziesgrenzen und Zeitgrenzen sich überschneiden, weil der Fazieswechsel nicht gleichzeitig eintritt, eine Erkenntnis die bei der Parallelisierung auf größere Entfernung hin nicht außer Acht zu lassen ist.

Da in unserm Gebiete sowohl das Hauptkonglomerat wie auch der Karneolhorizont fehlt, ist die Grenze gegen den Vogesensandstein nicht scharf. Wo sich die Dolomitknauer einstellen, kann die Grenze angenommen werden. Auch die Abtrennung gegen den hangenden Voltziensandstein ist unscharf.

Die Zwischenschichten zeigen lebhaften Gesteinswechsel und führen mehrfach, wie beispielsweise in einem Bohrloche in Diekirch und in der Bohrung von Longwy, Gips. Die wiederholten Einlagerungen von Geröllen, oft mit Kreuzschichtung, die bis weit in das Ablagerungsbecken hineinstrahlen, weisen darauf hin, daß, wenigstens periodisch, fließende Gewässer mit starkem Gefälle grobes Material aus dem höher gelegenen Festlande eingeschwemmt und aufgeschüttet haben. Die Verbindung von lagunenartigen Räumen mit seichten Binnenmeeren muß bald abgerissen worden sein, wobei es zu salinärer Sedimentation (Gipsbildungen) kam, bald wieder hergestellt worden sein, wobei es dann bei Anwesenheit stark versalzener Wassers zur chemischen Ausscheidung von Dolomit kam. Diese Vorgänge waren nur bei größerer tektonischer Beweglichkeit des Sammelbeckens möglich. Das Fehlen einer marinen Fauna oder Landflora zeigt auf ein arides Gebiet hin, in dem zahlreiche, flache Binnenmeere eingeschaltet waren.

Die Mächtigkeiten sind folgende: Im Bohrloch der Adelheidquelle in Bad-Mondorf 66 m; bei Igel 60 bis 70 m; bei Wallendorf bis 70 m; bei Bitburg 80 bis 90 m; bei Diekirch 45 m; im Bohrloch von Longwy 15 m; bei Commern 10 m. Wenig mächtig und schlecht erschlossen sind die Zwischenschichten im Randgebiet westlich der Saar. Westlich Ettelbrück keilen dieselben aus und werden transgressiv vom Voltziensandstein überlagert.

Das Becken zeigt den gleichen Verlauf der maximalen Tiefenlinie wie zur Zeit des Vogesensandsteines mit deutlicher westlicher und östlicher Begrenzung durch Festland. Gegenüber dem Vogesensandstein tritt aber im Westen eine Beckenerweiterung um 20 km auf. Die Schwelle von Sierck macht sich, wie im Vogesensandstein, in einer Einengung des Beckens geltend.

Der Voltziensandstein greift weiter nach Westen auf das Ardenner Festland über als die Zwischenschichten, sonst verläuft aber die Grenze parallel den tieferen Gliedern der Buntsandsteinformation. Abgesehen von dem Basalkonglomerat der Transgressionszone fehlen die Gerölle und eine Verfeinerung des Kornes macht sich durch diese ganze Abteilung bemerkbar. Auch die Dolomiteinschlüsse fehlen.

Das weist auf einen Wechsel in der Zufuhr klastischen Materials hin, der klimatisch und tektonisch bedingt ist. Die Randgebiete waren so weit abgetragen, daß nur feinerer Detritus von den gefällsarmen Flüssen verfrachtet wurde. Es handelt sich also um terrigene Bildungen, die neben dem vereinzelt Auftreten von Pflanzenresten etwas halogene Salze und gelegentlich etwas Gips führen. Die Ablagerung vollzog sich demnach in einem regenarmen Tiefgebiet, in welchem gelegentliche Meereseinbrüche flache Binnenseen hinterließen.

¹⁾ Vgl. M. BLANKENHORN, 1885 p. 122 (256).

Daß aber der Voltziensandstein im besondern, wie der Buntsandstein im allgemeinen, keine eigentliche Wüstenbildung darstellt, sondern daß neben den umgestaltenden und sedimentierenden Kräften des festen Landes auch marine Tätigkeit hier wirksam war, das zeigt die am Südrande des Oeslings unter dem Basalkonglomerat vielfach durchschimmernde triadische Abrasionsfläche, die nur ein Werk einer marinen Ingression sein kann. Das am Rande des Oeslings sichtbare, dem Buntsandstein (wie auch den höheren Gliedern der Trias) zugehörnde Basalkonglomerat ist gebildet aus Brandungsgeröllen, die auf einer vom transgredierenden Meere geschaffenen Strandplatte angehäuft waren und beim Fortschreiten der Ingression nach Westen bei dem wechselnden Spiel von Wind und Wellen von eingeschwemmten und eingewehten Sandmassen eingedeckt wurden. Es handelt sich also bei diesen Geröllen um typische Formen mariner Strandgebilde, nicht um Fanglomerate eines Wüstengebietes wie im obern Rotliegenden an der untern Saar, wenn es auch sehr wahrscheinlich ist, daß das vordringende Meer kein Quarzitmaterial aus einem Steilstrand ausgebrochen hat, sondern vielmehr die eckigen Verwitterungsreste einer vorhergegangenen, langen Denudationszeit eines Wüstenklimas umgearbeitet und abgerollt hat. Die Vorstellung, daß der Geröllgürtel am Südrande des Oeslings die alte Strandlinie des Triasmeeres darstellt, bedarf der dahin gehenden Korrektur, daß die Küste des Buntsandsteinmeeres nicht in Ost-Westrichtung, sondern in Nord-Südrichtung verlief und im Laufe der Triaszeit mit der auf das Festland übergreifenden Transgression sich stetig nach Westen verlagerte. Wir sehen daher heute am Rande des Oeslings nicht eine alte Küstenlinie mit ihren Strandgeröllen, sondern die Schnittpunkte der heutigen Erosionsgrenze der Trias mit einer Reihe von Strandlinien, die im Laufe der nach Westen fortschreitenden Trias-Transgression in Nord-Südrichtung an dem Rande des allmählich überwältigten westlichen Festlandes von dem Meere herausmodelliert wurden. Der heutige Südrand des Oeslings ist eine junge Erosionserscheinung, verbunden mit einer jungen epirogenetischen Aufwölbung dieses Randes, an dem wir unter einem Basalkonglomerat wechselnden Alters die triadische Abrasionsfläche über dem alten Devongebirge sehen, die aber nichts mit der eigentlichen Richtung des Küstenverlaufes des Triasmeeres zu tun hat. Auf diese Frage ist übrigens bei der Besprechung des Alters der Oeslinger Rumpffläche zurück zu kommen. Hier sei nur bemerkt, daß indeß diese triadische Abrasionstätigkeit kaum etwas an der allgemeinen Gestaltung der posthercynischen Verwitterungs Oberfläche des ardenno-rheinischen Devonmassives geändert hat.

Der Muschelsandstein nimmt denselben Ablagerungsraum ein wie der Voltziensandstein, doch vollzieht sich die Bildung unter einer ausgesprochenen Meeresbedeckung. Er bildet die Randfazies des Wellenkalkes, wobei die chemischen Sedimente dieses durch terrigene Bestandteile ersetzt sind. Auch die Fauna ist eine verarmte Wellenkalkfauna. Während zwischen Wollmünster und Zabern noch normaler Wellenkalk besteht, ist er westlich einer Linie, die über Bérup, Blamont, Donan, St. Dié verläuft, durch die sandige Fazies ersetzt. Westlich der untern Saar ist nur Muschelsandstein entwickelt.

Der scharfe Farbenwechsel des hellen Muschelsandsteines mit dolomitischem Zement gegen den roten, tonigen Voltziensandstein fällt auf. Doch setzen die petrographischen Merkmale des Voltziensandsteines manchmal noch höher fort, wie bei Apach, Schengen und auch in der Triasbucht von Commern. Doch der relative Reichtum an Versteinerungen gegenüber der großen Armut des Buntsandsteines läßt überall eine befriedigende Grenzziehung zu. Hellgrauer, glimmeriger Sandstein mit wulstigen Schichtenflächen und mit Zwischenlagen von grauen Mergeln herrschen im untern Teile vor. Darüber folgen bunte sandige Mergel und im Hangenden gut gebankter, dolomitischer Sandstein. Den Abschluß der Abteilung des untern Muschelkalkes bilden die festen *Orbicularisdolomite*.

Diese Dreiteilung nach petrographischen Merkmalen: glimmerreicher, heller Sandstein, bunte Mergel mit Dolomiteinlagen und dolomitischer Sandstein entspricht der Dreiteilung des Wellenkalkes und läßt sich an der untern Sauer überall festlegen. Charakteristische Fossilgemeinschaften für diese einzelnen Unterabteilungen lassen sich aber nicht ausscheiden. Doch treten die Trochiten häufig gegen die Basis der untern Abteilung auf. Terebrateln sind in der mittleren Abteilung zu finden, doch kann von Terebratelbänken keine Rede sein. *Myophoria orbicularis* kommt nur häufig zwischen Mosel und unterer Sauer vor und ist sonst sehr selten.

Die Mächtigkeiten sind im Bereiche der Eifelsenke folgende: Bohrloch Bad-Mondorf 26 m, Südseite des Stromberg 35 m, bei Born 40 m, bei Echternach 50 m, an der unteren Kyll 60 bis 80 m, bei Philippsheim (Bitburg) 50 bis 60 m, bei Erdorf (nördlich Bitburg) 70 m, in der Bucht von Commern 40 bis 50 m, (mit der gleichen petrographischen Ausbildung wie in der Trierer Gegend und vom Voltziensandstein durch das reiche Auftreten von Fossilien abzutrennen); bei Mettendorf 50 m, bei Wallendorf 40 m, am Herrenberg 25 m, bei Pratz 8 bis 10 m. Im Bohrloch von Longwy stellt VAN WERVEKE (1908 p. 355) die Schichten von 680 bis 714 = 34 m zum Muschelsandstein, diejenigen von 714 bis 731 = 17 m zum Voltziensandstein, bezeichnet aber selbst die Grenze zwischen beiden Abteilungen als unsicher. Doch entsprechen die Schichten von 680 bis 731 jedenfalls dem Muschelsandstein und Voltziensandstein zusammen. Weiter beträgt die Mächtigkeit an der unteren Nied 36 m, bei Bérup 57 m, bei Blamont 38 m.

Bei diesen Mächtigkeiten fällt die Abnahme auf dem Sattel von Sierck, von Born und von Givonne auf, während die Mulde von Weilerbach—Bitburg eine ausgesprochene Mächtigkeitszunahme aufweist.

Das Muldentiefste des Muschelsandsteinmeeres verläuft etwa durch die Moselgegend und durch die Achse der Eifelsenke. Die Ostgrenze läßt sich nicht genau festlegen. Bei Sierck legt der Muschelsandstein sich an die Quarzitklippen an, ohne daß irgend eine fazielle Veränderung im Gestein zu beobachten sei. Die Westgrenze liegt westlich Longwy, zieht durch den westlichen Teil des Kantons Redingen und durch das Oesling nordwärts zum Ostabfall des Hohen Venn hin.

In der Muschelsandsteinzeit gelangt die Buntsandsteinsammelrinne vollständig unter Meeresbedeckung. Das vorliegende Festland ist weitgehend abgetragen und nur feines detritisches Material wird eingeschwemmt, das sich an einer Litoralzone anhäuft und an der Grenze gegen die normale Entwicklung des Wellenkalkes sich mit diesem verzahnt. Eigentümlich ist, daß im Gebiete der rein kalkigen Entwicklung die Mächtigkeit wenig über diejenige des Beckentiefsten der Eifelsenke hinausgeht. Das weist auf ein ruhiges Meer hin, in welchem das terrigene Material bereits in der Randzone verblieb und nicht durch starke Strömungen nach dem Innern verschleppt wurde. Hier gelangten nur chemische Bildungen, Kalke und Dolomite, zur Abscheidung.

Im Mittleren Muschelkalk (Anhydritgruppe) verschärfen sich die im Unteren Muschelkalk bereits auftretenden Gegensätze zwischen Beckeninnern und Randzone. Das Beckeninnere weist in Mitteldeutschland Dolomitbildungen von rund 30 m Mächtigkeit auf. Demgegenüber besitzen die bunten Mergel und dünnplattigen Dolomitbänke mit Steinsalz pseudomorphosen der Randgebiete eine auffallende Zunahme der Mächtigkeit. Sie ist in Lothringen im Mittel 100 m, am Stromberg 55 m, im Bohrloch von Bad-Mondorf 111 m, im Bohrloch von Longwy nach der Deutung von VAN WERVEKE (1908 p. 355) 104 m, bei Echternach 100 m, bei Bollendorf 110 m, bei Ammeldingen 80 m, bei Bitburg 60 m, bei Commern 20 bis 27 m, bei Diekirch 45 m, am Kochert 20 m, bei Pratz 18 m.

Im nördlichen Lothringen und in der Eifelsenke haben wir eine einheitliche Faziesentwicklung: bunte Mergelschiefer mit Steinsalz pseudomorphosen und mit Gipsstöcken gegen das Hangende. Die Steinsalz pseudomorphosen kommen auch im Mittleren Muschelkalk am Nordrande der Eifel vor, Gips fehlt aber hier. Früher wurden diese bunten Mergel dieses Gebietes dem Röt zugeteilt, weil zwischen Thüringer Wald und Harz in ähnlich entwickeltem Röt Steinsalz pseudomorphosen auftreten.

Aber BLANKENHORN (1885) machte darauf aufmerksam, daß die bunten Mergel mit Steinsalz pseudomorphosen nach der Lagerung über dem Muschelsandstein als mittlerer Muschelkalk zu deuten sind, der die gleiche Ausbildung hat wie in der Gegend von Trier und in Lothringen. Mit der norddeutschen Trias sollte aber die Trias am Nordrande der Eifel nicht ohne Weiteres verglichen werden, sondern in erster Linie mit der südlichen, linksrheinischen, von welcher sie bloß der nördlichste Ausläufer ist. (M. BLANKENHORN 1885, p. 36 (170)). Die erwähnten Gegensätze in den Mächtigkeiten im Randgebiete gegenüber dem Beckeninnern beruhen nach R. BRINCKMANN (1925) auf dem Mangel an transportierenden Kräften, die auf Regenarmut und das dadurch verursachte Fehlen eines regelrechten Flußsystems zum Abtransport der randlichen Schuttmassen hinweisen. Die starke Verdunstung brachte in den Randgebieten Gipslager, im Innern Salzlager hervor. Im Gegensatz zum Muschelsandstein und ähnlich wie zur Buntsandsteinzeit herrscht äußerste Fossilarmut. Bei einer Gegenüberstellung der drei Stufen: Voltziensandstein, Muschelsandstein und Mittlerer Muschelkalk, fällt übrigens auf,

wie die fazielle Ausbildung des Voltziensandsteines sich noch im unteren Teile des Muschelsandsteines bemerkbar macht, dann aber in feines pelitisches Material übergeht. In der oberen Abteilung, den Orbicularis-Schichten, kommt es zu reichlicher chemischer Absonderung bei Zurücktreten des terrigenen Materials. Das Gleiche wiederholt sich im mittleren Muschelkalk. Auch hier werden die pelitischen Mergel zum Schlusse durch den Linguladolomit verdrängt. Durch Verflachen des vorgelagerten Landes werden die Absätze feiner, aber während zur Muschelsandsteinzeit die Meeresbedeckung eine allgemeine ist, herrschen im Mittleren Muschelkalk die Bedingungen eines ariden Klimas und austrocknender Lagunen, bis jedesmal eine Zunahme der Meerestiefe die Vorherrschaft der Karbonate ermöglicht. In dem Küstengebiete des Ardenner Festlandes aber geht die Ablagerung von Sand und grobem Sandstein mit eingestreuten Geröllen ununterbrochen weiter.

Im Westen decken sich ungefähr die verschiedenen Faziesgürtel des Muschelsandsteines und der Anhydritgruppe. Die normale Entwicklung, wenn auch in verminderter Mächtigkeit, läßt sich bis westlich Ettelbrück verfolgen. Am Kochert geht die mergelige Ausbildung in eine sandige über. Die Linguladolomite reichen bis östlich Merzig, während die dolomitische Bank mit Steinkernen an der Basis des Muschelsandsteines noch in der Schankengräch bei Pratz zu erkennen ist.

Weiterhin nach Westen sind die beiden unteren Abteilungen des Muschelkalkes durch grobe konglomeratische Sandsteine vertreten, die nur durch ihre Lage zwischen dem Buntsandstein und dem Hauptmuschelkalk gedeutet werden können.

Bei der Lokalisierung der Mächtigkeiten der Anhydritgruppe drängt sich die folgende Beobachtung auf: Verbindet man die Punkte größter Mächtigkeit, die bei terrigenen Sedimenten auch die Zone stärkster Absenkung und folglich das Beckentiefste angeben, so findet man daß die Tiefenrinne über Longwy, Echternach, Bollendorf nach Bitburg verläuft, während südlich davon die Tiefenrinne von Mondorf liegt. Das heißt, es besteht eine Anordnung nach Mulden, die in der variscischen Streichrichtung liegen, während die Uferlinien innerhalb der rheinischen Richtung verbleiben. Diese Beobachtung, die sich auch an andern Stufen der Trias sowohl in unserem Gebiete, wie auch in Lothringen machen läßt, deutet darauf hin, daß innerhalb der Quersenkungen auch die hercynische Tektonik noch wirksam ist, die in der Jurazeit wieder vorherrschend wird.

Der Hauptmuschelkalk setzt sich in dem Luxemburg-Trierer Gebiet, sowie am Nordrande der Eifel aus mächtigen Dolomiten mit seltenen dünnen Einlagen von grauen Mergeln zusammen. Die untere Abteilung, die Trochitenschichten, ist durch massenhaftes Auftreten von Stielgliedern des *Encrinus liliiformis* charakterisiert, die höher fehlen. *Ceratites nodosus*, nach welchem die obere Abteilung, Nodosusschichten, benannt wird, bildet eine Seltenheit. Die dolomitische Fazies ist eine Randfazies. In der normalen Fazies, welche wir in Lothringen in dem Muldengebiet zwischen Vogesen und Pfälzer Bergland antreffen, spielen neben Kalken die Mergel und Tone, besonders in der oberen Abteilung, eine wesentliche Rolle. Die Versteinerungen sind im Gebiete der normalen Entwicklung häufig. Die Ceratiten lassen eine zonare Verteilung zu. Diese Fazies reicht bis an die Nied, greift also weiter nach Westen über als der Wellenkalk.

Die Mächtigkeiten verteilen sich wie folgt: Im Bohrloch von Bad-Mondorf 60 m, bei Schengen 55 m, bei Wormeldingen 62 m, bei Bollendorf 45 bis 60 m, bei Reisdorf 45 m, bei Mettendorf 45 m, bei Bitburg 50 m, am Nordrand der Eifel 25 m, bei Ettelbrück 20 m, im unteren Alzettetal 20 bis 24 m, östlich Merzig 8 m, bei Vichten 3 bis 4 m, bei Pratz (Schankengräch) 3 m, bei Niederplatten 0.50 m. Im Bohrloch von Longwy sind nach Angabe von H. JOLY nur 3 m Hauptmuschelkalk angetroffen worden.

Die dolomitische Fazies des Hauptmuschelkalkes reicht nach Westen bis an den Kochert bei Feulen. Gelegentlich werden einzelne Partien sandiger und vereinzelte Quarzgerölle treten auf und die Mächtigkeit nimmt ab. Die Trochitenschichten verschwinden am westlichen Kochert, ebenso der untere Teil der Nodosusschichten. Der obere Teil ist von hier ab nach Westen in der Fazies eines rötlichen, sandigen Dolomites mit reichlichem Auftreten von *Terebratula vulgaris* entwickelt und führt auch hochmündige Ceratiten. Die roten Dolomite vertreten also die Semipartitus- und Terebratelschichten und lassen sich nach Westen bis nach Niederplatten verfolgen.

Mit dem Hauptmuschelkalk setzt ein deutlicher Wechsel in der Gesteinsfazies und in der Fossilführung ein. Die Uferlinien des Meeres bleiben sogar etwas hinter denjenigen der tieferen Abteilung der Trias nach Osten hin

zurück, aber die durchgehend gleichmäßige dolomitische Fazies weist auf ein tieferes Meer hin, in das aber kaum klastisches Material eingeschwemmt wurde. Das vorliegende Festland war wohl weitgehend eingeebnet. Auch die reiche Entfaltung der Crinoiden deutet auf schlammfreies, tieferes Wasser hin. Das Auftreten von Ceratiten bis an den Rand der Küste weist auf leichtere Verbindung mit dem offenen Ozean hin. Während in der unteren Trias nur eine Verbindung durch die schlesisch-mährische Pforte bestand, die sich in unserem Gebiete kaum auswirkte, öffnete in der Hauptmuschelkalkzeit die Lothringer Querundation sich einen Weg nach der Rhonesenke und nach dem alpinen Meeresgebiet, womit auch unser Gebiet in Austausch mit dem südlichen Weltmeer trat. Der damit bedingte Faunenwechsel macht sich, wenn auch stark abklingend, in der Eifelsenke geltend. Da zu gleicher Zeit die schlesisch-mährische Pforte versandet und die vindelizische Schwelle weiterbesteht, ist eine Verbindung mit dem Mittelmeer nur durch die Rhonesenke möglich. So fällt die Rolle, welche die zwischen dem Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges und der Böhmisches Masse hinziehende « Germanische Quersenkung » als Verbindungsweg zwischen Norden und Süden spielte, der Lothringer und Eifeler Querundation zu (v. BUBNOFF, Geologie von Europa, Bd. II, 2. Teil, 1935 p. 754).

In dem Gebiete der Eifelkalkmulden, welche die Trias am Nordrande der Eifel mit derjenigen der Luxemburg-Trierer Senke verbinden, sind nur Buntsandsteinreste erhalten geblieben. Doch zeigt die Entwicklung der höheren Glieder der Trias sowohl in der Bucht von Commern, wie auch in der Campine, am Nordrande des Brabanter Massives, daß während der ganzen Triaszeit die Verbindung des nordwestdeutschen Triasmeeres durch die Eifelsenke mit dem südlichen Sedimentationsraum offen blieb.

Nur die vereinzelt Veränderungen, welche sich in der Randfazies von Süden nach Norden einstellen, erreichen in der Trias am Nordrande der Eifel meist ihre extreme Entwicklung. So ist der Glaukonit des Hauptmuschelkalkes im nördlichen Lothringen und in der Moselgegend auf den Trochitenkalk beschränkt. Doch schon an der unteren Sauer tritt er auch in den Nodosusschichten auf, wird hier aber erst reichlicher in dem Gebiet nördlich des Liasplateaus. Am Nordrand der Eifel aber beginnt er nach BLANKENHORN (1885 p. 128 (262)) bereits in den Dolomiten der *Myophoria orbicularis*, drückt dem Hauptmuschelkalk sein Gepräge auf und reicht bis in den Grenzdolomit.

Ceratites nodosus, welche schon an der Mosel und unteren Sauer sehr selten ist, fehlt bei Commern vollständig. Desto mehr überrascht das verhältnismäßig häufige Vorkommen in den Nodosus-Schichten am Südrande des Oeslings. Andererseits treten am Nordrande der Eifel im Dache des Hauptmuschelkalkes ebenso wie im nördlichen Lothringen Austerstöcke mit *Ostrea ostracina* auf, die in unserm Gebiete zu fehlen scheinen.

In der Myophorienschichtenzeit tritt bei unveränderter Umgrenzung des Sedimentationsbeckens eine allgemeine Verflachung des Meeres ein, wobei die sandigen und mergeligen Elemente vorherrschen. Daneben tritt auch zeitweilige lokale Verlandung ein, die aber immer wieder von dem seichten Binnenmeer überwältigt wird. Die Fossilführung weist auf eine verarmte Fauna des obersten Hauptmuschelkalkes mit Vorherrschaft der *Myophorien* hin.

Die Entwicklung der unteren Abteilung, der Grenzsichten, bleibt normal bis in die Gegend von Möstroff bei Bettendorf. Von hier ab nach Westen werden die Grenzsichten sandig und ihre Mächtigkeit nimmt zu. Das eingeschwemmte Material ist feinkörnig und durch ein dolomitisches Bindemittel verkittet. Vereinzelt Quarzgerölle und eingeschaltete Lagen von Muscheldetritus, besonders von Ettelbrück ab nach Westen, weisen auf die Bildungen eines flachen Meeresstrandes hin. Die dolomitischen Sandsteine von Bettendorf, Gilsdorf, Merzig, Vichten, Grosbous und im oberen Alzettetal sind, wie die Fossilfunde beweisen, eine küstennahe Fazies der Grenzsichten.

Die Abteilung der « Bunten Mergel » setzt sich aus düsterbunten Mergeln, aus Sandsteinen und Dolomiten zusammen. Die tonigen, weichen Sandsteine sind vielfach von Pflanzenresten durchsetzt und die Dolomite führen ab und zu *Lingula tenuissima*. Sandsteine und Dolomite nehmen keine bestimmten Horizonte zwischen den Mergeln ein und kehren in verschiedenem Niveau wieder. Die Mergel führen keine Pseudomorphosen nach Steinsalz, enthalten aber häufig ockergelbe Knollen eines tonigen Dolomites. Dieser rasche Fazieswechsel weist auf eine beginnende Regression und auf ein Verflachen des Meeres hin, wobei es in wechselnder Folge bald zu

marinen Flachseebildungen (Dolomite mit *Lingula tenuissima*) bald zu brakischen (bunte Mergel ohne Pseudomorphosen), bald zu terrestrischen (pflanzenführender Sandstein) Ablagerungen kam. Diese Ausbildung ändert auch nicht wesentlich am Südrande des Oeslings weder was die Gesteinsbeschaffenheit, noch die Mächtigkeit betrifft. Auch M. BLANKENHORN (1885 p. 58 (192)), weist ausdrücklich auf die übereinstimmende Ausbildung dieser Abteilung mit den gleichalterigen Schichten in Luxemburg und in Lothringen hin, und erwähnt besonders das Fehlen der Steinsalzpseudomorphosen, die hier, wie in unserm Gebiete, über dem Grenzdolomit reichlich auftreten:

Der Grenzdolomit südlich des Liasplateau besteht aus hellen Dolomiten mit häufigen Steinkernen von *Gervillien* und *Myophorien* und hat die Merkmale der Bildung eines seichten Meeres. Die Mächtigkeit nimmt an der unteren Sauer ständig ab und ist bei Dillingen nicht über 1 m. Hier schieben sich vereinzelt Quarzgerölle ein, die gegen Norden so zunehmen, daß bei Bigelbach bereits eine geschlossene Konglomeratlage in den Dolomit eingeschaltet ist. Bei Ettelbrück entwickelt sich aus dem dichten Grenzdolomit ein zelliger, bunter, vielfach mit Geröllen durchsetzter Dolomit. Dieser Zellendolomit zeigt seine Hauptentwicklung im unteren Alzette- und unteren Attertale, findet sich aber auch im Warktale und im unteren Rodbachtale.

Am Nordrande der Eifel zeigt der Grenzdolomit eine augenfällige Übereinstimmung mit der Ausbildung in unserm Gebiete. Man findet sowohl dichten Dolomit wie in der Moselgegend und Zellendolomit wie am Südrande des Oeslings.

Der Sedimentationsraum des Hauptmuschelkalkes zeigt mit Beginn des oberen Nodosuskalkes eine Verflachung, verbunden mit einer Erweiterung nach Westen, wozu in der Myophorienschichtenzeit noch Bodenunruhe tritt, die auch in dem Wechsel von terrestrischen, brakischen und marinen Ablagerungen zum Ausdruck kommt. Die Bodenunruhe schafft auf dem Festlande wieder ein kräftigeres Relief und stärkeres Gefälle der Flüsse, so daß stellenweise reichliche Geröllzufuhr einsetzt.

Im Keuper setzt die allgemeine Verflachung des Meeres, die sich bereits im obersten Muschelkalk bemerkbar machte, fort, wird aber durch eine Erweiterung des Transgressionsgebietes kompensiert, so daß die Keuperformation fast überall beträchtlich über die älteren Triasbildungen übergreift. Daneben setzt die Bodenunruhe fort, die einerseits zu Heraushebungen und Verlandungen, andererseits zu lokalem Absinken der Sammelrinnen führt. Die zur Zeit des Grenzdolomites einsetzende Belebung des Reliefs des vorliegenden Festlandes hält an und kräftig strömende Flüsse bringen reichlich Quarz- und Quarzitgerölle und groben Sand mit, so daß sich im Küstengebiete unseres Landes starke Konglomerat- und Sandsteinbildung geltend macht. Weiter im Innern des Sedimentationsraumes herrscht feinklastisches Material weit vor. Nur gelegentlich kommt es zur Bildung von Sandsteinen und Dolomiten. Gips ist im ganzen Keuper mit Ausnahme des Rhät reichlich vorhanden. Der saline Sedimentationstypus ist das Charakteristikum des Keupers. Die stetig fortschreitende Einebenung des Festlandes führt zur großen Juratransgression über.

Der Pseudomorphosenkeuper in normaler Ausbildung südlich des Liasplateau besteht aus bunten Mergeln mit sehr untergeordneten Lagen von Dolomit und Quarzitsandstein. Bezeichnend sind die häufigen Steinsalzpseudomorphosen. Größere Gipsvorkommen werden aus den Bohrlöchern von Bad-Mondorf, Cessingen und Echternach erwähnt. Im Anstehenden beschränkt sich das Vorkommen auf das Auftreten von Fasergips und Gipsstreifen zwischen den Mergeln.

Nördlich des Liasplateau schieben sich im Gebiete der weißen Ernz zwischen die Mergel rote, untergeordnete graue Sandsteine mit Geröllagen und Dolomiten ein. Vom unteren Alzettetal ab nach Westen nehmen die konglomeratischen Sandsteine bald die Oberhand. Das Vorkommen von Steinsalzpseudomorphosen, die stratigraphische Lage über dem Grenzdolomit und unter dem Schilfsandstein bzw. dem Steinmergelkeuper lassen keinen Zweifel über die Zugehörigkeit dieser Sandsteine und Konglomerate zum Pseudomorphosen-Keuper. Durch das Verfolgen der Übergänge und durch das Auftreten der leitenden Steinsalzpseudomorphosen läßt sich der Pseudomorphosen-Keuper in sandig-konglomeratischer Ausbildung nach Norden bis an den Rand des Devons bei Folscheid und Hostert, nach Westen bis bei Habay-la-Neuve festlegen. Die Gerölle des Grenzdolomites und des Keupers sind vom gleichen Habitus und bestehen aus gelblichem, grauem, grünlichem und weißem Quarz und Quarzit. Die rote Färbung fehlt durchgehends. Durch diese Merkmale und das reichliche dolomitische

Bindemittel, sowie durch das Fehlen von Eisenoxydinfiltrationen lassen sie sich von dem Buntsandsteingerölle auseinanderhalten.

Mächtigkeiten bis über 200 m beobachtet man im südlichen Lothringen, wo der Pseudomorphosen-Keuper auch Steinsalzlager einschließt. Im nördlichen Lothringen reduziert sich die Mächtigkeit auf 75 m. Im Bohrloch der Adelheidquelle in Bad-Mondorf sind 101 m, in Cessingen 183 m, im Bohrloch von Echternach (von 1840) 49 m Pseudomorphosen-Keuper erbohrt. Die Mächtigkeit ist an der Mosel bis 60 m, an der unteren Sauer bis zur Einmündung der Our liegt sie zwischen 40 und 50 m, am Nordrande der Eifel 20 m, im Gebiete der sandig-konglomeratischen Entwicklung schwankt die Mächtigkeit zwischen 25 und 40 m. Im Bohrloch von Longwy ist die Mächtigkeit jedenfalls sehr gering, da auf den ganzen Keuper nur 17 m entfallen. Die größten Mächtigkeiten liegen auf einer meridional gerichteten Linie. Die trotz Einschaltung von Gipslagern relativ geringe Mächtigkeit im Bohrloch von Echternach zeigt, daß keine Beeinflussung der Sedimentation durch die hercynische Faltenrichtung bestand. Die relativ große Mächtigkeit im Nordwesten des Kantons Redingen weist auf die starke Sedimentation von Flüssen hin, welche große Mengen von Geröllen heranbrachten, die dann durch die Strömung längs der Küste verteilt wurden.

Der wenig verbandfeste, graue, tonige, glimmerführende Schilfsandstein tritt in linsenförmiger Einlagerung von sehr wechselnder Mächtigkeit auf, die in ihrer Anordnung doch eines gewissen Zusammenhanges mit der alten SW—NO streichenden Faltenrichtung nicht entbehrt. In den Bohrlöchern von Bad-Mondorf lassen sich nur 3 m Sandstein ausscheiden; auch an der ganzen Mosel, von Remich flüßaufwärts, ist die Mächtigkeit recht gering. Vielfach ist er nur durch eine Lage von braunem Sandstein zwischen sandigeren Mergeln angedeutet. Die größte Ausdehnung beobachtet man östlich der mittleren Syr von Trintingen bis nach Berg (Betzdorf), wo Mächtigkeiten bis zu 40 m festzustellen sind, wenn sie auch gewöhnlich zwischen 10 und 15 m bleiben. Zwischen Eschweiler und Berdorf ist er bis zu 6 m mächtig. Bei Echternach werden im Bohrloch von 1840 10 m Sandstein angegeben, die scheinbare Mächtigkeit von 20 m auf der Thull bei Echternach wird durch Staffelbrüche bedingt. Die Mächtigkeit von rund 80 m im Bohrloche von Cessingen steht vereinzelt da. Hier schließt der Schilfsandstein mehrfach Gipseinlagen und Mergelschichten ein.

Am Nordrande des Liasplateau trifft man an den Talgehängen des unteren Alzettetales über Pseudomorphosen-Keuper in sandiger Ausbildung einen groben, lockeren, grauen Sandstein mit Geröllen, 4 bis 5 m mächtig, der von typischem Steinmergelkeuper eingedeckt wird und seiner Lagerung zufolge dem Schilfsandstein entspricht. Nach Norden kann man diesen Schilfsandstein bis an das Attertall verfolgen. Nördlich der Attert läßt er sich nicht mehr nachweisen.

Der Schilfsandstein erinnert in seiner Ausbildungsweise vielfach an den oberen Buntsandstein, mehr noch an den in den Myophorienschichten eingeschalteten Sandstein mit Pflanzenresten. Es ist eine Landbildung und wurde von Flüssen in austrocknenden Wasserbecken abgelagert. Doch müssen auch einzelne austrocknende Meeresrelikte bestanden haben, wie bei Cessingen, wo es zur Abscheidung von Gips kam.

Die größeren Mächtigkeiten des Schilfsandsteines fallen hier mit Senkungsgebieten zusammen, in denen auch der Pseudomorphosen-Keuper seine maximale Mächtigkeit mit bedeutenden Gipseinlagerungen erreicht. Besonders schwach ist die Schilfsandsteinbildung in der Verlängerung des Sattels von Born, wie er sich auch bei Schengen über dem Sattel von Sierck nicht nachweisen läßt. Auch in Lothringen beobachtet man, daß die mächtige und zusammenhängende Entwicklung des Schilfsandsteines in die Mulden nördlich und südlich des Buschborner und Fletringer Sattels fällt und daß er in der Nähe der Sättel auskeilt.¹⁾ Dies trifft auch in unserem Gebiete nördlich und südlich des Borner Sattels zu. Das spricht für Bodenbewegungen, wobei die Gebiete, welche später zu Sättel aufgewölbt wurden, bereits in der Triaszeit eine Tendenz zur Heraushebung und die späteren Muldengebiete eine absteigende Tendenz besaßen.

Nach der terrestrischen Ablagerung des Schilfsandsteines tritt in der Abteilung der Roten Gipsmergel die saline Fazies wieder auf. Die Ausbildung der dunkelroten, 5 bis 15 m mächtigen Mergel mit Gips ist eine sehr gleichartige, bleibt aber auf das Gebiet südöstlich des Liasplateau beschränkt. Die Gipsvorkommen treten

¹⁾ VAN WERVEKE, L.: Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken, 1906 p. 225.

kaum noch nördlich des Trintinger Tales auf. Ein schönes Lager von Alabaster ist in jüngster Zeit bei Wald-bredimus erschlossen worden. Isoliert liegt in den « Roten Mergeln » das Gipsvorkommen von Übersyren.

Der Steinmergelkeuper besteht aus bunten, leicht gefärbten Mergeln mit eingeschalteten Steinmergeln und ziemlich häufigen Gipsstöcken. Der petrographische Habitus des Steinmergels ändert auch nördlich des Liasplateau nicht, nur die Mächtigkeit nimmt etwas ab. Er zieht am Rande des Devon in gleichbleibender Fazies nach Westen bis nach Rossignol. Westlich Nobressart ruht er unmittelbar, mit kaum ausgebildetem Basalkonglomerat, diskordant auf Unterdevon.

Gipsstöcke treten auf in den Bohrlöchern von Bad-Mondorf und Cessingen, bei Steinsel, Heisdorf, Remich, im Trintinger Tal und am Scheuerberg. Die Verbreitung deckt sich etwa mit den Gipsvorkommen in den « Roten Mergeln ».

Am Nordrande der Eifel sind der Schilfsandstein und die Roten Mergel nicht ausgebildet. Hingegen zeigt der Steinmergel die gleiche Ausbildung wie in Lothringen und in unserm Gebiete; Vgl. M. BLANKENHORN, 1855 p. 133 (267). Gips wird nirgends erwähnt.

Mächtigkeiten: Im Bohrloch der « Kindquelle » von Bad-Mondorf 102 m, davon 26 m Rote Mergel, im Bohrloch von Cessingen 94 m, bei Sierck 60 m, bei Schwesingen 62 m, bei Graulinster 62 m, bei Echternach 54 m, bei Bollendorf 60 bis 70 m, bei Wallendorf 50 bis 60 m, am Nordrand der Eifel 15 bis 16 m, bei Attert nördlich Arlon 6 m.

Sowohl die Verteilung der Gipsvorkommen, wie die der Mächtigkeiten beweisen, daß das Sedimentationsbecken des Steinmergelkeupers seine Mittellinie und sein Muldentiefstes in der alten SW—NE-Richtung hat, während die Festlandränder aber noch im allgemeinen in der rheinischen Richtung verlaufen. Die gleichartige petrographische Ausbildung zeigt auf ein vollständig eingeebnetes Festland hin, von dem nur pelitisches Material abgeschwemmt wurde.

Überblicken wir die Sedimentation in den Zeiträumen vom Buntsandstein bis zum Abschluß des Steinmergelkeupers so haben wir im Buntsandstein und Muschelkalk etwa den gleichgeformten Sedimentationsraum, aber unter veränderten und wechselnden Verhältnissen der Tiefe des Beckens als Folge wechselnder Bodenbewegungen. In der Keuperformation setzt dann eine wesentliche Erweiterung des Ablagerungsraumes ein, der aber eine Verflachung des Beckens entgegensteht. Auch die Faziestypen sind, entsprechend der Verlagerung des Beckentiefsten, verschieden.

In der Buntsandsteinzeit sind die vorherrschend transportierenden Kräfte periodisch tätige, gefällsstarke Flüsse, die Schotter und Sande aus einem Hochgebiet in flache, aber rasch sinkende Becken bringen. Nur lokal bilden sich Meeressedimente in beschränkter Ausdehnung. Die Gebiete der größten Ablagerungstätigkeit sind auch die Gebiete starker Senkung, so daß das Beckentiefste und die maximale Sedimentation zusammenfallen. Dies ist der fluviatile Sedimentationstypus.

Im Unteren Muschelkalk haben wir zwar den gleichen Ablagerungsraum, aber unter veränderten Verhältnissen. Das Randgebiet zeigt in breiten Streifen vorherrschend feinsandige Sedimente mit dolomitischen Bindemittel und einer zwar artenarmen, aber individuenreichen Fauna. Nach dem Beckeninnern geht der Sandstein in reine Dolomite und Kalke mit Mergel über. Die Mächtigkeit der Schichten ist am größten im Randgebiet und nimmt nach dem Innern sogar ab. Es ist dies der marine Sedimentationstypus mit starker terrigener Ablagerung in der Küstennähe und langsamer kalkiger Abscheidung im Beckeninnern, so daß hier, trotz stärkerer Senkung, die Schichtenmächtigkeit abnimmt. Das von den Küsten herbei gefrachtete Material wird durch die Strömung längs der Küste verteilt. Sedimentmächtigkeit und Beckentiefstes decken sich nicht.

Im Mittleren Muschelkalk haben wir etwa den gleichen Sedimentationsraum wie im Unteren. Nur bringt die starke Verdampfung in einzelnen, abgeschnürten Meeresteilen in den Randgebieten Gipslager hervor. Im Innern des Raumes kommt es auch zur Bildung von Salzlagern. Hier haben wir den Typus der salinaren Bildungen.

Im Hauptmuschelkalk hat zwar der Ablagerungsraum in seinen Umrissen kaum geändert, doch sind die Sedimentationsbedingungen ganz andere. Klastische Bildungen treten an den Rändern nur in untergeordneter Beimengung zu den Karbonatbildungen auf. Letztere sind Bildungen eines tieferen Meeres und stellen den kalkig-dolomitischen Typus dar.

In der Myophorienschichtenzeit haben wir einen raschen Wechsel des fluviatilen, bräkischen und marinen Typus, innerhalb eines gleichgeformten Sedimentationsraumes wie im Hauptmuschelkalk. Lebhaftere Bodenbewegungen, welche diesen raschen Wechsel der Ablagerungsbedingungen veranlassen, bereiten die Umgestaltung des Sammelraumes für den Keuper vor.

In der Keuperzeit tritt eine wesentliche Erweiterung des Sedimentationsraumes, jedoch bei gleichzeitiger Verflachung des Beckens, ein. Feinklastisches Material herrscht vor. Im Pseudomorphosen-Keuper macht sich am Ardennerrand eine grobe Küstenfazies bemerkbar. Gips tritt im Beckentiefsten so reichlich auf, daß er ein Charakteristikum des Keupers bildet. Ansätze zu Steinsalzbildungen waren ebenfalls vorhanden, worauf die reichlich auftretenden Steinsalzpseudomorphosen hindeuten. Gelegentlich geht das feinklastische Material in Sandstein oder in Steinmergel über. Die Fossilien sind selten. Die Sandsteine sind meist terrestrische Bildungen, nur im Beckentiefsten weist eingeschlossener Gips auf abgeschnürte Lagunen hin. Mit ihrer Kreuzschichtung, dem raschen Anschwellen und Auskeilen, den eingelagerten Tongallen und feinblättrigen Tonen weisen sie auf arides Klima mit gelegentlichen Meereseinbrüchen hin. Sonst beherrschen die bunten Keuperfarben weitgehend das Bild, das nur durch das lebhafte Rot der « Roten Gipsmergel » unterbrochen wird. Auch die feinklastischen bunten Mergel weisen auf ein flaches Meer hin, in dem es durch Eindampfen zu starker Gipsbildung kam. Die größten Mächtigkeiten treten im Verband mit Gipsvorkommen auf, wo die klastische Ablagerung durch chemische Absätze verstärkt wird. Kräftigere Senkung kompensiert die verstärkte Sedimentation.

Bei einem allgemeinen Rückblick auf die in der Trias eintretenden faziellen Änderungen fällt auf wie die Ausbildung des Voltziensandsteines vielfach noch im tiefsten Muschelsandstein anhält, dann aber feinerem pelitischen Material Platz macht. In den abschließenden Orbicularis-Dolomiten kommt es dann zu reichlicherer chemischen Abscheidung bei Zurücktreten des klastischen Materials. Der gleiche Fazieswechsel wiederholt sich im Mittleren Muschelkalk, in welchem die pelitischen Mergel mit Gipsstöcken zuletzt durch den Lingula-Dolomit verdrängt werden. Durch Verflachen der Küsten werden die terrigenen Bildungen feiner und die sandigen Absätze durch pelitische ersetzt. Durch Vertiefen des Meeres, oft bei Einengung desselben, kommt es dann im Hauptmuschelkalk zur Vorherrschaft der chemischen Absätze von Kalk oder Dolomit. Das gleiche Spiel wiederholt sich mit einigen Varianten auch in der Myophoriengruppe und im Keuper. An den Rändern des Sedimentationsraumes aber dauert die Bildung von Konglomeraten, Sanden und Sandsteinen ununterbrochen fort.

Die Uferzonen behalten noch immer die rheinische Richtung bei, doch hat die Tiefenrinne die Tendenz in die variscische Faltenrichtung einzuschwenken, was besonders im Steinmergelkeuper in Erscheinung tritt.

Deutliche Anzeichen des Weiterbestehens des gallo-ardenner Festlandes sind vorhanden, wenn auch der Steinmergelkeuper über alle andern Formationen weg weit über ein eingeebnetes Festland vordringt und bereits auf die Ingression des Rhät und des Lias am Südrande der Ardennen hinweist. Auch westlich der Vogesen dringt die Keuperbucht zwischen dem Zentralplateau und dem nördlichen französischen Festlande weit nach Westen in der gleichen Richtung vor, die später die Rhät- und Liastransgression verfolgen werden. Diese Transgression des Steinmergelkeupers am Westrande ist ein Übergreifen von feinem Schutt, fast ohne Basalgeröll, auf ein weitgehend eingeebnetes Festland.

Abgesehen von diesen Ausbuchtungen verläuft die westliche Uferzone im allgemeinen in der meridionalen Richtung. Sie zieht am Ostrand des Hohen Venns vorbei, dem die Triasbucht von Commern vorgelagert ist und biegt dann an dem Nordrand des Brabanter Massives nach Westen um. Söwohl in der Bucht von Commern wie in der Campine ist der Keuper in gleicher Fazies wie in Luxemburg und in Lothringen entwickelt. Die Eifelsenke ist noch immer geöffnet und ist in ihrer Richtung bestimmend für den Verlauf der Uferzone.

In der Rhätzeit vollzieht sich, infolge einer fortschreitenden Überflutung des eingeebneten Festlandes, eine Umgestaltung des Sedimentationsraumes, die zu der Liastransgression überleitet. Dabei setzt verstärkte Bodenunruhe ein, die zu einer Umprägung des Gesamtbildes führt, wobei die variscisch gerichtete Tektonik wieder die Oberhand gewinnt. Der in dem Jungpaläozoikum eingeleitete Zerfall des hercynischen Unterbaues geht weiter, wobei in unserm Gebiete das Rhätmeer in eine nach Westen gerichtete Ausbuchtung zwischen Ardennen

und dem gallischen Festlande eindringt. Auch die transversalen Einbiegungszonen (Lothringer und Eifeler Quersenke) werden für die sich vorbereitende Liastransgression erweitert.

Paläogeographisch leitet der Rhät zum Lias hinüber. Die Rhättransgression ist Grundlage und Vorläufer der Liastransgression. Aber die Fauna des Rhät ist triadisch und die Gesteinsausbildung zeigt typische Keuperfazies: limnisch-lagunäre Bildungen, marine Flachwassersedimente und terrestrische Ablagerungen greifen ineinander über. Nach Fazies und Fauna gehört der Rhät zum Keuper, nach der paläogeographischen Gestaltung fügt er sich besser in den Lias ein. Daher das Schwanken seiner Stellung im System: die Deutschen stellen denselben in den Keuper, die Franzosen unter der Bezeichnung «infraliasique» zum jüngeren Mesozoikum.

In unserm Gebiete kann man im Rhät eine obere Abteilung, bestehend aus lebhaft roten Tonen und eine untere aus gelbem Quarzsandstein mit Geröllen und aus dunkeln geschieferten Tonen auseinanderhalten. Die gegenseitige Einordnung von Sandstein und Schiefer ist nicht konstant, doch als Regel findet man unten die dunkeln Tone, höher den Sandstein. Die gleiche Ausbildung findet man in dem Gebiete der Lothringer und Eifeler Rhätsenke. Doch trifft man am Nordrande der Eifel nur dunkle Tone, was auch stellenweise in Lothringen und im Elsaß der Fall ist. Die quarzigen Gerölle findet man von Lothringen bis an den Nordrand der Eifel.

Die untere Abteilung besteht aus limnisch-lagunären und Flachmeersedimenten. Die stets fossilfreien, roten Tone sind Festlandsbildungen. Die Sandsteinbildungen, welche allein fossilführend sind, entsprechen der maximalen rhätischen Meerestransgression, die von einer Regression abgelöst wird, wobei es zur Bildung der roten Tone kam.

Diese Aufeinanderfolge von limnisch-brakischen, flach marinen und kontinentalen Bildungen weist auf regionale Bodenbewegungen hin, die allgemein als schwache Ausklänge der altkimmerischen Faltungsphase gedeutet werden können. Dazu finden sich auf unserm engeren Gebiete Anzeichen, die auf mehr lokale, aber recht beachtliche Bewegungen hinweisen, wie sie vom Plateau «Oberreich» und südlich Behlenhof bei Junglinster beschrieben worden sind (siehe Stratigraphie des Rhät p. 115).

Das Rhätmeer reichte bis unter den Scheitel des Ardenner Hochgebietes und stand mit dem Rhät am Nordrande der Eifel (Bucht von Commern) in ununterbrochener Verbindung. Die Uferlinie im Westen hatte zwar im allgemeinen eine meridionale Richtung, aber mit einer Ausbuchtung, die nach Westen hin zwischen Ardennen und dem gallischen Festland sich eindringt und welche richtunggebend für die bald einsetzende Liastransgression ist. Das Beckentiefste verläuft im Luxemburgischen ausgesprochen von Westen nach Osten, lenkt aber im Osten wieder in die Nord-Südrichtung ein. Die Transgression greift überall über den Steinmergelkeuper hinweg und bedeckt die alten abradierten Festländer weitgehend, bis die Liastransgression dann das gallische Land überwältigt.

Wegen der Wichtigkeit der Rhättransgression, deren Richtung und Wege leitend für die bald nachfolgende Liastransgression sind, sei abschließend auf die Zusammenhänge unseres Landes mit den benachbarten Gebieten während der Rhätzeit nach L. RÜGER hingewiesen.

In einem wichtigen Beitrag zur Paläogeographie der Rhätzeit hat L. RÜGER¹⁾ nachgewiesen, daß die weitgehendste vertikale Differenzierung und vollständigste Ausbildung des westlichen Rhät im Kraichgau und im Pfälzburger Hügelland auftreten. Beide liegen in einer wichtigen tektonischen Zone, in der variscisch gerichteten «alsatischen Straße», durch welche die Rhättransgression nach Elsaß-Lothringen vordrang.

In Elsaß-Lothringen bestand noch immer die rheinisch (NNE—SSW) gerichtete Senke, in welche die alsatische Straße einlenkt. Es liegen also die gleichen Verhältnisse wie in unserm Gebiete vor, wo ebenfalls das Beckentiefste in der Ost-Westrichtung liegt, dann aber wieder in die Nord-Südrichtung umbiegt. Die Quersenzen verbinden also Teilstücke der alten, bereits durch den hercynischen Bau angelegten Mulden, die immer mehr zur Geltung kommen und schließlich im Lias das ganze paläogeographische Bild umgestalten.

An der Einmündung der alsatischen Straße in die Lothringer Quersenke, haben wir demgemäß in Lothringen die Hauptmächtigkeit des Rhät, das hier eine Mächtigkeit bis zu 45 m erreichen kann, die dann nach Norden und Süden abnimmt.

¹⁾ RÜGER, L.: Versuch einer Paläogeographie der süddeutschen Länder an der Trias-Jura-Wende. — Verh. naturhist. — medezin. Vereines zu Heidelberg. N. F.Bd. 15, H. 2. — Jahrg. 1924.

Im Westen des rhätischen Ablagerungsraumes besteht das gallo-ardennische Festland weiter, im Osten liegt das rhätfreie rheinische Massiv. Das Vorkommen von Rhät in der Bucht von Commern und am Ostrande des Brabanter Massives in der gleichen Ausbildung wie in dem Luxemburger Raum, beweisen daß die direkte Verbindung vom Niederrhein nach Lothringen durch die Eifelsenke noch bestand. Westlich der Vogesen dringt aus der Vogesen-Morvan-Quersenkung eine Triasbucht, die an der Zonengrenze zwischen dem Zentralplateau und dem gallischen Festland eingesenkt ist, noch weiter nach Westen vor. Im Süden hält die Verbindung aus Lothringen mit der Rhônequersenkung an.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die im Keuper bereits erkennbare Belebung altangelegter Bewegungszonen, auf denen die Zerstückelung des hercynischen Sockels vor sich geht, im Rhät noch kräftiger in Erscheinung tritt. Richtlinien für diesen Zerfall des Unterbaues bilden die alten, im variscischen Streichen verlaufenden Zonengrenzen und die transversalen, rheinisch gerichteten Quersenkungen. Die rheinische Richtung ist auch im Rhät noch leitend für den Verlauf der Uferzonen, aber schwache Bodenunruhe, die bereits im Steinmergelkeuper einsetzt, leitet für den Verlauf des Beckentiefsten zu der variscischen oder NE—SW-Richtung über. Diese Richtung tritt im Rhät noch weiter in den Vordergrund um die Liastransgression vorzubereiten.

Normal-Profil durch den Luxemburger Lias.

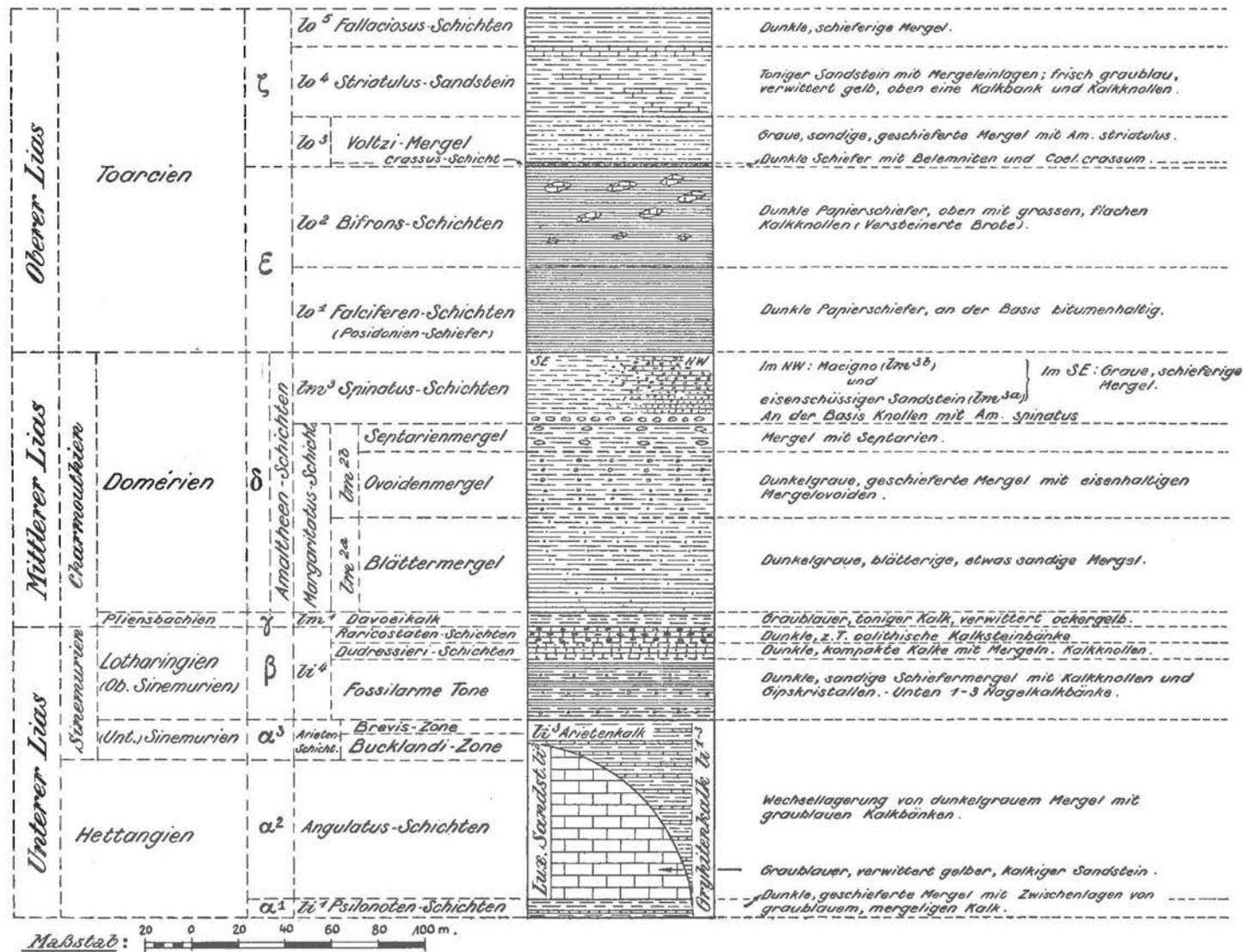


Fig. Nr. 16.

DIE JURAFORMATION.

I. — DER LIAS.¹⁾

Lias α .

Hettangien und Sinémurien (pars.)

Historisches und Fazies des Lias α auf Luxemburger Gebiet.

Der Lias zeigt in Lothringen weitgehende Übereinstimmung mit der schwäbischen Entwicklung, weshalb die in Schwaben aufgestellte klassische Gliederung sich ohne Schwierigkeit auf Lothringen übertragen läßt. Nur die z. T. lückenhafte, z. T. sandige Entwicklung des Luxemburger Gebietes erschien zuerst als ein fremdes Element in der im südlichen Lothringen ununterbrochenen Folge von dunkeln Mergeln und Kalken. Doch ist diese sandige Ausbildung, die im Lias α mit der auffallenden Formation des Luxemburger Sandsteines ihren extremsten Ausdruck findet, nur ein lokales Ereignis an der Peripherie des Hauptprozesses, nämlich der mit dem Beginn des Lias einsetzenden großen Juratransgression, die sich, wie die Fossilreihen dartun, auch in unserm Gebiete sehr deutlich in unmittelbarem Zusammenhang mit dem mitteleuropäischen Sedimentationsraum auswirkte.

Der Lias α umfaßt in Luxemburg, wie in den benachbarten Gebieten, drei paläontologisch gut gekennzeichnete Stufen: Pylonoten-, Angulaten- und Arietenschichten. In die normale petrographische Ausbildung dieser Stufen schiebt sich die Sandfazies mit einer eigentümlichen vertikalen und horizontalen Verbreitung ein. Östlich einer Linie, die in meridionaler Richtung von Emeringen nach Ellingen verläuft, ist der Lias α in der normalen Fazies der dunkeln Mergel und Kalke entwickelt. Diese umfassen die drei genannten paläontologischen Reihen und sind auf der geologischen Karte als Gryphitenschichten (li¹⁻³) zusammen gezogen, da eine Abgrenzung der einzelnen Stufen, mangels Aufschlüsse sich im Gelände nicht durchführen läßt. Die westlich genannter Linie einsetzende Versandung zeigt die Eigentümlichkeit, daß sie nicht überall das gleiche stratigraphische Niveau einhält. Sie beginnt im Südosten über der Pylonotenschicht und steigt dann nach NW hin in immer höhere Horizonte hinauf. Das sandige Material bildet gleichsam eine Linse inmitten der dunkeln Mergel und Kalke, die aber nicht horizontal liegt, sondern schief gestellt ist, so daß sie von SE nach NW, also in der Richtung auf das westliche Festland zu, immer jüngere paläontologische Stufen durchsetzt. Die Faziesgrenzen überschneiden die Zeitgrenzen, eine Erscheinung, die sich in andern Randgebieten des Jura wiederholt. Da die sandige Fazies nach SE und nach Süden hin in die normale Entwicklung übergeht und die leitenden Versteinerungen in jeder Fazies auftreten, besteht ein lückenloser Übergang von der sandigen Randfazies in die normale Ausbildung Lothringens.

J. STEININGER schuf bereits 1827 die treffende Bezeichnung «Luxemburger Sandstein», welcher also gegenüber anderen Namen die Priorität zukommt, und stellte den Sandstein wegen seiner engen Beziehungen zu dem darüber liegenden Kalke mit Gryphiten in den Lias.

¹⁾ Für die auf der geologischen Spezialkarte Luxemburgs und in diesen Erläuterungen angewandte Gliederung wird auf die nebenstehende Fig. Nr. 16 verwiesen.

Die den Sandstein im nördlichen Lothringen und in Luxemburg unterlagernden dunkeln Mergel und Kalke mit *Pylonotus planorbis*, ebenso wie der unterlagernde rhätische Sandstein, sind STEININGER, wohl wegen der am Fuße des Sandsteines sich ansammelnden Schuttmassen, entgangen. E. DE BEAUMONT (1828) hatte den Keuper bei Helmsingen untersucht und hier das Auftreten von schwarzen, blätterigen Tonen und von Kalken mit *Plagiostoma* unter dem Luxemburger Sandstein beobachtet. Hier ist aber der rhätische Sandstein so schwach entwickelt, daß derselbe wohl übersehen wurde. LEVALLOIS hatte 1839 im Bohrloch von Cessingen die Verhältnisse richtig gedeutet und den Luxemburger Sandstein vom rhätischen Sandstein getrennt. Doch hat er die schwarzen Mergel und Kalke der Pylonotenstufe zum Rhät gezogen.

Im nördlichen Lothringen hat der Luxemburger Sandstein eine geringe Mächtigkeit, während der Rhätische Sandstein, beispielsweise in der Umgegend von Kedingen, eine größere Entwicklung hat. Über beiden Sandsteinen, die sich in ihrem Habitus sehr ähnlich sind, treten dunkle Kalke und Mergel des Lias α (Gryphitenkalke li³) auf. Doch liegt der Rhätische Sandstein unter dem Gryphitenkalk, während der Luxemburger Sandstein demselben eingelagert ist. Beide werden von Gryphitenkalk überlagert. Nur wird der Rhätische Sandstein vom ganzen Gryphitenkalk überdeckt, der Luxemburger Sandstein nur von einem Teil desselben. (Fig.

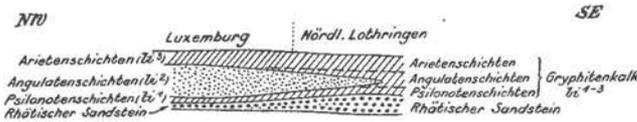


Fig. Nr. 17.

Nr. 17.) Die verschiedene stratigraphische Position beider Sandsteine hatte LEVALLOIS, wie oben bemerkt, bereits 1839 richtig erkannt. Auch A. DUMONT (1842) legte seine Marne de Jamoigne (Pylonotenschichten) zwischen den Grès de Mortinsart (Rhät) und den Luxemburger Sandstein. Aber bis gegen 1852 war die Stellung beider Sand-

steine eine schwankende und selbst E. DE BEAUMONT stellt einmal den Sandstein von Kedingen und den Luxemburger Sandstein zur gleichen Stufe (Explication de la carte géol. de France, t. II, p. 322) während er an anderer Stelle (t. II, p. 423) den grès de Hettange als etwas von den beiden ersten Verschiedenes auffaßt.

Über die stratigraphische Zugehörigkeit entspann sich eine jahrelange Polemik bis dann G. DEWALQUE 1854 in einer durchgreifenden Arbeit die Frage in der noch heute geltenden Auffassung entschied.¹⁾

DEWALQUE unterscheidet im Lias von unten nach oben:

1. Sables et grès de Mortinsart ; 2. Marne de Jamoigne ; 3. Grès de Luxembourg ; 4. Calcaire argileux et marne de Strassen ; 5. Grès de Virton ; 6. Schiste d'Ethe ; 7. Macigno d'Aubainge ; 8. Schiste et marne de Grand-cour.

Hier interessieren uns die 4 unteren Abteilungen.

Die sables et grès de Mortinsart entsprechen dem Rhätischen Sandstein. Gegenüber den Meinungen, welche diesen Sandstein mit dem Luxemburger Sandstein verwechselten und beide als identisch erklärten, stellte DEWALQUE fest: Der grès de Mortinsart entspricht dem grès infraliasique von Kedingen und unterlagert die Abteilung der marne de Jamoigne.

Die marne de Jamoigne entsprechen den Kalken und Mergeln unter dem Luxemburger Sandstein. Im Luxemburger Gebiet haben diese Kalke und Mergel im Maximum 10 Meter Mächtigkeit und entsprechen den Pylonotenschichten. Bei Arlon haben dieselben 25 m und steigen weiter westlich bis auf 70 m. Hier umfassen sie auch die Angulatenzone.

DEWALQUE stellt aber auch fest, daß die marne de Jamoigne paläontologisch von der marne de Strassen zu trennen ist und daß erstere unter dem Luxemburger Sandstein, letztere über demselben liegt.

DUMONT (1842) hatte bereits dem Luxemburger Sandstein seine Stellung zwischen der marne de Strassen oben und der marne de Jamoigne unten zugewiesen. DEWALQUE stellte mit einem Worte die Lage klar, indem er den grès de Luxembourg von Arlon, der von der marne de Strassen überlagert wird, dem grès de Hettange gleichstellt.

¹⁾ DEWALQUE G.: Note sur les divers étages de la partie inférieure du lias dans le Luxembourg et les contrées voisines. — Soc. géol. de France, 2^e série, t. XI, p. 234. — Paris 1854.

Im Osten der Provinz Luxemburg trennt die marne de Strassen den grès de Luxembourg (unten) vom grès de Virton (oben). Der grès de Virton ist aber die sandige Ausbildung der fossilarmen Tone (Betatone). Gegen Westen werden auch die marne de Strassen sandig, während der untere Teil des Luxemburger Sandsteines mergelig geworden ist. Die Versandung reicht dann nach oben bis in die Stufe der fossilarmen Tone (Tone mit *Am. Turneri*) und schließlich bis in den unteren und mittleren Teil des Lias γ .

DEWALQUE fügt seiner Arbeit ein schematisches Profil bei, aus welchem, von Osten nach Westen fortschreitend, die Verlagerung der Versandung in immer höhere Horizonte ersichtlich ist. Dieses Profil ist von VAN WERVEKE in mehr detaillierter Darstellung ausgearbeitet worden. (Fig. Nr. 18.)

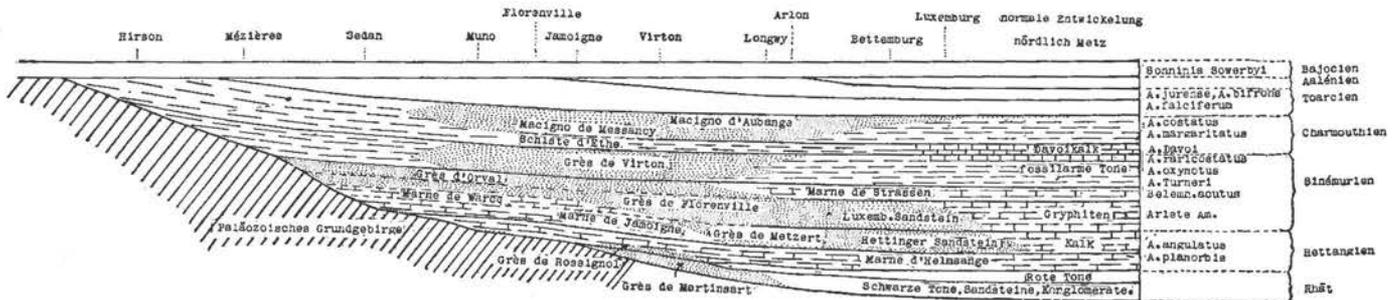


Fig. Nr. 18. — Versandung im Luxemburger Lias.

In einer wichtigen Arbeit: Description du lias de la province de Luxembourg (1857) präzisiert DEWALQUE dann noch einmal die Frage der Stellung des Luxemburger Sandsteines. Die marne de Jamoigne wird in eine untere und obere Stufe zerlegt, welche den Pylonoten- und Angulaten-schichten entsprechen. In Luxemburg ist nur die untere Stufe mergelig, die höhere aber in der Fazies des Luxemburger Sandsteines entwickelt, westlich Arlon sind beide Stufen in der Fazies der dunkeln Mergel und Kalke ausgebildet.

Die Fazies des Luxemburger Sandsteines erstreckt sich in ihrer Gesamtheit über drei Zonen, die aber nie alle drei zu gleicher Zeit sandig entwickelt sind. Die untere Zone führt den *Am. angulatus*, die mittlere *Am. bisulcatus*, die obere tritt nur westlich Arlon auf, wo sie die marne de Strassen vertritt, und die gleichen Fossilien führt wie diese. Westlich Arlon wird der Luxemburger Sandstein demnach überlagert von dem grès de Virton, welcher in Arlon selbst auf die marne de Strassen folgt. Der grès de Virton umfaßt zwei Zonen, die untere entspricht den Tonen mit *Am. Turneri*, die obere dem unteren und mittleren Teil des Lias γ .

DIE PSILONOTENSCHICHTEN (li¹).

Historisches; Gesteinsausbildung und Umfang der Stufe.

Die Pylonotenschichten sind bereits 1827 von DUFRÉNOY und 1828 von E. DE BEAUMONT bei Helmsingen erkannt worden.¹⁾ A. DUMONT (1842) faßt dieselben mit den marne de Jamoigne zusammen, welche mergelige und kalkige Bildungen über dem grès de Mortinsart unten und dem grès de Luxembourg oben, begreifen.

¹⁾ Graue, geschieferte Mergel mit dunkeln, sandigen Kalken zwischen den bunten Keupermergeln unten und dem mächtigen Sandstein darüber, werden zuerst von DUFRÉNOY bei Helmsingen erkannt und beschrieben in: « Observations géologiques sur les différentes formations, qui dans le système des Vosges, séparent la formation houillère de celle du Lias. » — Ann. des Mines, 2^e série, t. I, p. 393; Paris 1827. — E. DE BEAUMONT beschreibt das Vorkommen der grauen, schieferigen Mergel und Kalke von Helmsingen in einer Veröffentlichung der « Annales des Mines 2^e série, t. IV, p. 37 » und in dem « Mémoire pour servir à une description géol. de la France », t. I, p. 137, 1829. Ob DE BEAUMONT die Beobachtung selbst gemacht hat oder sich auf die Angaben seines Mitarbeiters DUFRÉNOY stützte, ist nicht bekannt, doch dürfte letzteres wahrscheinlich sein.

DEWALQUE (1854) gebrauchte für die Schichten die gleiche Bezeichnung wie DUMONT, teilte aber (1857) die marne de Jamoigne in eine untere und eine obere Abteilung. Die untere Abteilung entspricht den Pylonotenschichten. MORIS (1850) bezeichnet die ganze Reihe der dunkeln Kalke und Mergel unter dem Luxemburger Sandstein als « Untern Liaskalk », MAJERUS (1854) als « Calcaire et marne infraliasique » und VAN WERVEKE (1887) als « Untere Kalke und Mergel ».

Die dunkeln Kalke und Mergel unter dem Luxemburger Sandstein entsprechen im größten Teile des Luxemburger Gebietes den Pylonotenschichten. Nur etwa nordwestlich einer Linie, die von Eischen nach dem Helperknapp zieht, reichen die dunkeln mergelig-kalkigen Bildungen unter dem gelben Sandstein bereits in die Angulatuszone hinauf. Dies geht auch bereits aus den Mächtigkeiten dieser mergeligen Schichten hervor. In den beiden Bohrlöchern von Bad-Mondorf haben sie eine Mächtigkeit von 12 bis 13 m, bei Syren wurden 10 bis 14 m gemessen, sonst sind es gewöhnlich zwischen 6 und 10 m. Bei Grevenknapp (Nordseite des Helperknapp) sind es 21 m, bei Schweich 25 m, bei Eischen 25 bis 30 m, bei Arlon 30 m, bei Florenville 60 bis 70 m.

Die Pylonotenschichten, welche auf der offiziellen belgischen Karte als marnes d'Helmsingen bezeichnet sind, bestehen aus einem Wechsel von grauen, blaugrauen, auch schwarzen, geschiefertem Mergeln mit grauen, oder blaugrauen, tonigen bis sandigen Kalkbänken. Letztere zeigen Mächtigkeiten von 0.2 bis 0.5 m, seltener darüber, während die Mergel, besonders im unteren Teile, vorherrschen. Manchmal brechen die Mergel in großen, dünnen Schieferplatten, sind dunkel und schwach bituminös und erinnern an die Posidonien-schiefer, wie beispielsweise bei Junglinster oder zwischen Oetringen und Sandweiler. Gipsausblühungen werden vielfach in denselben beobachtet. Die Kalkbänke können stark sandig werden. So konnte man in einem guten Aufschluß bei Anlage eines neuen Weges bei Senningen in der 10 m mächtigen Abteilung sehen, wie in den dunkeln, schieferigen z. T. sandigen Mergeln neben dunkeln, tonigen Kalkbänken auch bis 0.60 m starke Bänke eines kalkigen, grobkörnigen bis konglomeratischen Sandsteines mit hellen und dunkeln, bis erbsengroßen Quarzgeröllern eingelagert sind. Diese Bänke führen Bruchstücke von Crinoiden und Seeigelstacheln und liegen inmitten der normalen tonigen Kalkbänke. Ohne diese Kennzeichen würde man dieselben für etwas dunkeln rhätischen Sandstein halten. Auf den sandigen Kalksteinen sind fukoidenartige Bildungen weit verbreitet.

Der schöne Aufschluß in dem großen Bahneinschnitt beim Eintritt in den Schleiderbach zwischen Oetringen und Sandweiler ist heute ganz verstürzt und bewachsen. VAN WERVEKE hat denselben beschrieben (1887 p. 60) und aus meinen Notizen vom 14.7.1905 geht hervor, daß derselbe damals bei einer Erweiterung der Bahn teilweise erneuert worden war. In dem Wassergraben neben der Bahn beobachtete ich bei dieser Gelegenheit die roten Tone des Rhät und darüber eine etwa 0.60 m starke Lage von schwarzen, blätterigen Mergeln auf welche eine Kalkbank folgt, die bei der Verwitterung in große, flache runde Kalkbrocken zerfällt. Es folgt eine sandige Kalkbank mit seltenen Bruchstücken oder schlechten Abdrücken von *Pylonoten*. Eine höhere Kalkbank führt Echinodermenstacheln. Höher herrschen dunkelgraue, sandige Mergel vor. Neben den Pylonotenformen beobachtete VAN WERVEKE hier *Lima gigantea*, *Ostrea irregularis* und *Rhynchonellen*. Von Weimerskirch werden von ihm angegeben: *Lima gigantea*, Am. cf. *laqueus* QU. und A. cf. *laqueolus* SCHLOENB.

Versteinerungen der Pylonotenschichten.

Montlivaultia Guettardi DE BL.

Cidarisstacheln.

Rhynchonella sp.

Ostrea irregularis QU.

Pecten disciformis SCHÜBL.

Cardinia concinna SOW.

Cardinia Listeri SOW.

Cardinia subaequilateralis CH. et DEW.

Mytilus liasicus TERQ.

Lima gigantea SOW.

Lima plebeia CH. et DEW.

Astarte cingulata TERQ.

Astarte consobrina CH. et DEW.

Psiloceras planorbis SOW.

Psiloceras Johnstoni SOW.

Caloceras cf. *laqueum* QU.

Caloceras cf. *laqueolum* SCHLOENB.

Die Pylonotenschichten in der Landschaftsgestaltung.

Die Pylonotenschichten bilden im Luxemburger Gebiet die Unterlage der Steilabfälle des Luxemburger Sandsteines, sind meistens durch Schutt verhüllt und daher wenig bloßgelegt, so daß sie gewöhnlich nur in künstlichen Aufschlüssen zu beobachten sind. Orographisch treten dieselben wegen ihrer geringen Mächtigkeit und der weichen petrographischen Beschaffenheit nicht in Erscheinung. Dies ist am Ost-, Südost- und Nordostrand des Liasplateaus der Fall. Auch an den Hängen der Täler, welche die Liasplatte bis in den Keuper hinab durchschneiden, sind die Pylonotenschichten meistens verschüttet. Nur gelegentlich bilden sie in den genannten Gebieten ein breiteres Band oder eine kleine selbstständige Decke wie beim Hof Asselscheuer (Eisenbour), auf Weymerich bei Junglinster, auf dem Höhenzug « Bergen » südlich Godbringen, beim Eichelbourhof (Nommern) oder beim Scheuerhof (Oberglabach).

Am Nordwestrande des Liasplateau hingegen, zwischen der Mündung der Eisch und Beckerich, bilden die dunkeln Mergel und Kalke zwischen Rhät und Sandstein größere, flache Erhebungen, die dem Steilanstieg des Luxemburger Sandsteines vorgelagert sind. Vielfach sind sie mit einer Decke von gelbem, sandigem Verwitterungslehm eingehüllt. Wir nennen nur die NE-Verlängerung des Helperknapp, das Plateau zwischen Rippweiler, Nördingen und Schweich, der flache Höhenzug nördlich Säul, das Plateau nördlich Beckerich. Hier haben die Kalke und Mergel eine Mächtigkeit von 20—30 m und bilden einen schweren, aber fruchtbaren Weizenboden. In dem gleichen Gebiet erlangt auch der Rhät das Maximum seiner Mächtigkeit. In den Gebieten dagegen, wo der Rhät schwach entwickelt ist, wie am Südost-, Ost- und Nordostrand des Liasplateau, haben auch die Pylonotenschichten eine recht geringe Mächtigkeit.

Die Bodenbewegungen, die im Rhät eingesetzt hatten, hielten mit dem gleichen Vorzeichen im untersten Lias an. So sieht man an dem alten Wege, der längs des Waldes von Bech nach dem « Jakobsberg » führt, unter dem Luxemburger Sandstein aufgearbeitetes Material des Steinmergelkeupers. Darüber liegen Gerölle des Rhät. Die Pylonotenschichten sind nicht aufzufinden. Am « Grassenberg » bei Bech findet man an der Basis des Luxemburger Sandsteines bis 3 kg schwere, gut gerollte Stücke des dunkelblauen Kalkes der Pylonotenschichten, während der Rhät nur durch Gerölle vertreten ist. Zwischen Imbringen und Altlinster beobachtet man auf dem Steinmergelkeuper mehrere größere Flecken von jüngeren Bildungen bestehend aus gelbem, sandigen Lehm mit großen Quarzgeröllen und eckigen Bruchstücken des Rhätkonglomerates und wohl gerundete Knollen von Pylonotenkalk. Das Material stammt aus der nächsten Umgebung und die abgerollten Stücke von Pylonotenkalk fanden sich zweifelsohne bereits als solche auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte vor. Das alles deutet auf lokale Bewegungen hin, die im Rhät einsetzen und im unteren Lias in der gleichen Richtung fortsetzen.

Die Grenze zwischen den Mergeln und Kalken und dem Luxemburger Sandstein ist manchmal scharf, meistens aber undeutlich, indem die schwarzen Mergeln von dunkeln, sandigen Kalkbänken durchsetzt werden, die allmählich in einen blaugrauen, kalkigen Sandstein übergehen. Diese Grenze bildet auch den wichtigsten Quellenhorizont des Luxemburger Landes, welcher von der größten Bedeutung für die Versorgung des Landes mit gutem und reichlichem Trink- und Haushaltungswasser ist und auf welchen aus diesen Gründen ausführlich zurückzukommen ist.

DIE ANGULATENSCHICHTEN. — DER LUXEMBURGER SANDSTEIN (li²).

Der « Luxemburger Sandstein », ein Faziesbegriff.

Die Bezeichnung « Luxemburger Sandstein » ist ein Faziesbegriff und umfaßt innerhalb des Gebietes unseres Landes die sandige Ausbildung der Angulatenschichten und des unteren Teiles der Arietenschichten. Im Gegensatz zu den Pylonotenschichten, die überall mergelig-kalkig entwickelt sind und nur im äußersten Westen des Vorkommens, bei Muno, aus grobem, gelblichem Sandstein mit etwas Konglomeraten im Liegenden bestehen (grès de Rossignol), setzt mit den Angulatenschichten stärkere Differenzierung der Fazies ein.

Während östlich der Linie Emeringen-Ellingen die Angulatenschichten mergelig-kalkig ausgebildet sind, tritt bei den beiden genannten Ortschaften die sandige Fazies auf, die dann so rasch anschwillt, daß bereits auf der Linie Altwies-Dalheim die Angulatenschichten einheitlich sandig entwickelt sind. Wie bereits höher dargelegt wurde, rückt die sandige Fazies weiter nach NW hin in stratigraphisch höhere Horizonte hinauf, so daß beispielsweise bei Arlon die sandige Fazies (Luxemburger Sandstein) den obersten Teil der Angulatenschichten und den Hauptteil der Arietenschichten umfaßt. Westlich Arlon sind die Angulatenschichten in ihrer Gesamtheit mergelig-kalkig, die Arietenschichten sandig entwickelt und die sandige Fazies greift auch noch auf die Stufe der fossilarmen Tone hinüber, die als grès de Virton bezeichnet werden. Daß im SE unsers Gebietes es zu einer sandigen Ausbildung der Angulatenschichten kam, während im NW noch die normale mergelig-kalkige Fazies andauert, weist darauf hin, daß der Luxemburger Sandstein keine rein küstennahe Bildung ist.

Die Begriffe Angulatenschichten und Luxemburger Sandstein sind also keineswegs äquivalent und auch die Angabe, daß der Sandstein eine eigentümliche lokale Fazies zwischen den Psilonotenschichten unten und den Arietenkalken oben bildet, gilt nur für den Hauptteil des Luxemburger Gebietes, muß aber, streng genommen, bereits auf diesem Gebiete, im äußersten SE und NW eine Einschränkung erfahren. Die Bezeichnung « Luxemburger Sandstein » hat also einen bestimmten petrographischen, aber wechselnden paläontologischen Inhalt.

Die Gesteinsausbildung. — Der Luxemburger Sandstein ist ein im vollständig frischen Zustand blaugrauer Sandstein mit reichlich kalkigem Bindemittel, das in ziemlich weiten Grenzen schwankt und lokal durch ein kieseliges ersetzt sein kann. Analysen von Proben aus den Steinbrüchen von Hesperingen ergaben beispielsweise einen SiO_2 -gehalt zwischen 86.60 und 27.30% und einen CaO -gehalt zwischen 4.34 und 38.22%. In ersterem Falle sind die Quarzkörner weitgehend durch ein kieseliges Zement verbunden. Gewöhnlich bildet der CaCO_3 -gehalt etwa ein Drittel der Gesteinsmasse. Der MgO - sowie der Al_2O_3 -gehalt ist im allgemeinen äußerst gering, ebenso der Fe_2O_3 -gehalt. Nur lokal kommen dünne Lagen von eisenschüssigen Varietäten vor. Früher wurde bei Stuppich (Fischbach) eine solche eisenschüssige Varietät sogar für die Verhüttung abgebaut.

Die graublauere Farbe rührt von feinst verteiltem Pyrit her. Wegen der leichten Umwandlung des Pyrites in Eisenoxyd ist die ursprünglich graublauere Farbe des Steines selbst in tieferen Aufschlüssen auf die Kerne der durch die Klüfte natürlich begrenzten Gesteinsblöcke beschränkt, während die äußere Rinde helle Farben, weiß oder gelblich, selten ockergelb oder rötlich, zeigt. Bei oberflächlich anstehendem Gestein ist die Umwandlung der Farbe infolge der Verwitterung meist vollständig.

Das Bindemittel ist vielfach unregelmäßig verteilt. Oft genügt die Menge nicht zur Bindung der ganzen Masse, so daß einzelne Gesteinskerne in lockerem Sande lagern, was am Nordrande der Sandsteinplatte häufig beobachtet wird. Stellenweise ist der kantige, helle Quarzsand vollständig eisen- und tonfrei und wurde früher als « Silbersand » zum Scheuern und als Streusand gesammelt. Der « Silbersand » wechselt gewöhnlich mit schmalen Streifen und dünnen Lagen eines mehr tonigen, rötlichen, eisenschüssigen Sandsteines ab, so daß eine feine Streifung entsteht. In den tonigen Streifen wird das durchsickernde Wasser länger zurückgehalten und setzt hier das gelöste Eisen ab. Besonders schön beobachtet man die Erscheinung an manchen Stellen des Kohlenberges bei Säul.

Den bedeutendsten Aufschluß in solch ungenügend mit Bindemittel durchsetztem Sandstein findet man an der Südostseite des Helperknapp beim « Schoßhaus ». Hier ist in einer großen Sandgrube eine 8 bis 10 m hohe Wand bloßgelegt (1940). Der Sandstein ist deutlich geschichtet, doch so locker, daß man denselben mit den Fingern zerdrücken kann.¹⁾

¹⁾ Die Sandmasse bildet eine spornartige Verlängerung der Masse des Helperknapp und gehört den Angulatenschichten an. Über der Sandmasse, durch eine deutliche Verwitterungszone getrennt, lagert eine 5 m mächtige Folge von gut geschichtetem Sande, aber ohne Kreuzschichtung, durchsetzt mit grauen Mergeln der Arietenschichten. Gerollte Gryphiten sind im Sande und in den Mergeln reichlich zerstreut. Diese geschichteten Sande und Mergel sind aufgearbeitetes Material aus allernächster Nähe, das in einer Flußschlinge oder in einem See zur Ablagerung kam und etwa mitteldiluvialen Alters ist, denn darin wurden aufgefunden: größere Stücke von einem Stoßzahn des Mammut, 3 Backenzähne von Rhinoceros. Nach Angaben des Eigentümers kam ein ganzer Schädel mit gleichen Zähnen wie letztere ins Ausland.

Das Bindemittel sowie andere Bestandteile des Sandsteines konnten auch sekundär in Bewegung kommen, wodurch verschiedene eigentümliche Oberflächenverwitterungserscheinungen hervorgerufen wurden.

Mancherorts bilden sich auf dem Gestein dünne Krusten, welche sich leicht abheben und unter leichtem Druck in losen Sand zerkrümeln. Fällt die verwitterte Schale ab, so zeigt sich auf dem Sandstein ein hellgelber Fleck inmitten der dunkleren Oberflächenfarbe. G. FABER (1925 p. 149) hat nachgewiesen, daß diese dünnen, abblätternen Krusten Gips enthalten und daß das Lockern und Abbröckeln des Sandsteines eine Begleiterscheinung einer sekundär auftretenden Gipsbildung ist. Diese Gipsbildung wird veranlaßt durch die Einwirkung von freier Schwefelsäure auf das kalkige Bindemittel, wobei Gips entsteht. Die freie Schwefelsäure kann sich durch Oxydation des im Sandstein fein verteilten Pyrit bilden. Aber auch eine Bildung von freier Schwefelsäure durch Oxydation von vorhandenem Schwefelwasserstoff ist möglich. Das so entstandene Calciumsulfat wandert mit dem Sickerwasser, in welchem es gelöst ist. Letzteres tritt an besonders geeigneter Stelle an die Gesteinsoberfläche und verdunstet, wobei sich der wasserhaltige Gips ausscheidet. Die mit dem Auskristallisationsvorgang des Gipses verbundene Volumenvergrößerung erzeugt natürlich Lockerung des Gesteinsgefüges, die mit der Gesteinsoberfläche parallel läuft. Durch kombinierte Zusammenwirkung von Gefrieren, weiteres Auskristallisieren von Gips, Temperaturwechsel, blättert eine dünne Gesteinsschale ab, die aus Sandkörnern und Gips besteht. Gleiche Erscheinungen des Abblätterns von Sandstein infolge von Gipsbildung machen sich, zumal in Großstädten, bei Einwirkung von Rauchgasen, an Gebäuden bemerkbar.

Andere chemische Umsetzungen zwischen den Bestandteilen des Sandsteines führen zur Bildung von Konkretionen sowie zur Herausbildung von gitter-, netz- und wabenförmigen Verwitterungsoberflächen. Mit diesen Bildungen hat sich F. HEUERTZ (1925 p. 77—99) eingehender beschäftigt.

Die runden, länglichen oder unregelmäßigen Konkretionen, die auf den Wänden des Sandsteines in mehr oder weniger starkem Relief hervortreten, im Innern der Felsen aber nicht angetroffen werden, treten bald lagen- oder haufenweise oder in unregelmäßiger Verteilung auf. Die Konkretionen bilden festere Massen in dem weicheren Gestein, mit dem sie bald fest verwachsen sind oder so lose eingelagert sind, daß sie leicht herausfallen. Die Analyse ergab für Konkretionen folgende Zusammensetzung: Kieselsäure 83,10%, kohlen-saurer Kalk 16% sowie Spuren von Al und Fe (P. SCHILTZ).

F. HEUERTZ führt die Bildung der Konkretionen im Luxemburger Sandstein auf folgende Umsetzungen zurück:

Infolge der Durchlässigkeit des Gesteins dringt das kohlen-säurehaltige Regenwasser durch das Gestein, wobei es das kalkige Bindemittel, sowie auch etwas Kieselsäure in Lösung bringt. Vermittelt des im Regenwasser aufgelösten Sauerstoffes wird das im Sandstein fein verteilte Schwefeleisen in freie Schwefelsäure und in Ferrosulfat umgewandelt, und das letztere dann in Ferrohydrat und schließlich in Ferrihydrat überführt.

Hierbei bildet die Kieselsäure eine kolloidale Lösung. Bei der Gegenwart von überschüssiger Kohlen-säure oder freier Schwefelsäure oder von Ferrosulfat geht das Kieselsäuresol in ein Gel über, das bis 95% absorbiertes Wasser enthalten kann. Verdunstet dieses, so scheidet sich das Gel als Gallerte ab, die allmählich verhärtet.

Während nun einerseits das kalkige Bindemittel weggeführt wird und sich am Fuße der Sandsteinfelsen als Kalktuff wieder absetzt, wobei der Zerfall des festen Gesteines in Sand in die Wege geleitet wird, kann die in Lösung gegangene Kieselsäure sich in der gelockerten Gesteinsmasse an anderer Stelle wieder abscheiden, was eine größere Verfestigung des Gesteines zur Folge hat. Die Quarzkörner umgeben sich also mit einem kieselsäurehaltigen Bindemittel, so lange der Pyrit nicht vollständig in Eisenoxyd umgewandelt ist und mithin die Bildung von freier Schwefelsäure und Ferrosulfat vor sich gehen kann. Hierbei erfolgt der Niederschlag zuerst um einen Pyritkern oder um einen zufälligen Fremdkörper, der als erstes Attraktionszentrum wirkt. Es kommt inmitten des gelockerten Sandsteines zur Bildung einer Konkretion, deren Bildung schließlich zum Stillstand kommt, wenn die Zufuhr von Kieselsäure aufhört. Die Gegenwart von freier Schwefelsäure in dem Sandstein wird übrigens durch die sekundäre Bildung von Gips bewiesen.

Wegen der recht verschiedenen Durchlässigkeit des Gesteines, der ungleichmäßigen Verteilung des Kieselsäuregehaltes, des Kalkes und des Pyrites, ist das Auftreten der Konkretionen ein vielgestaltiges und unregel-

mäßiges. Für die Verteilung derselben werden die Zirkulationsmöglichkeiten des mit gelöster Kieselsäure beladenen Wassers in erster Linie maßgebend sein.

Eine häufig am Luxemburger Sandstein auftretende Kleinform der Verwitterung ist die Bildung von Hohlräumen mit reliefartig erhabener Umgrenzung und in gedrängter Wiederholung auf den Steinwänden, die zur Herausbildung von gitter- und wabenförmigen Verwitterungsoberflächen führt. Auch hier handelt es sich um Vorgänge, die durch chemische Lösung und Umsetzung veranlaßt werden.

Lagenförmig oder haufenweise angeordnete Verwitterungshohlräume bilden sich wenn die vorhin beschriebenen kieselsäurereichen Konkretionen aus den gelockerten Felswänden herausbrechen. Auffallender sind die gitter- und wabenartig angeordneten Hohlräume, die nie eine Konkretion enthielten, sondern auf der verschiedenen Widerstandskraft der Oberfläche gegen die Verwitterung beruhen. Man könnte nun annehmen, daß infolge einer ursprünglichen, unregelmäßigen Verteilung von kalkigem und kieseligem Bindemittel einzelne Vertiefungen auswittern und dazwischen Scheidewände mit widerstandsfähigerem Bindemittel erhalten bleiben. F. HEUERTZ weist aber darauf hin, daß man auf der horizontalen Fläche des Sandsteinplateaus stets eine glatte Verwitterungsfläche, nie aber Vertiefungen und dazwischen härteres Relief beobachtet.

An und für sich hat der Sandstein eine ungleichmäßige Zusammensetzung, wie aus dem wechselnden Gehalt an Kieselsäure, Kalk und Ton der verschiedenen Schichten ersichtlich ist. Aber die Anordnung wechselnder Zusammensetzung ändert sich nicht so sprunghaft und in so verschiedenen Richtungen, wie dies bei der Gestaltung der Gitter- und Wabenstruktur zu Tage tritt. In horizontaler Richtung und auf solche kurze Strecken bleibt denn doch die chemische Zusammensetzung eine mehr gleichmäßige.

Beim Zustandekommen der oben genannten Verwitterungserscheinungen spielt die lösende, transportierende und wieder absetzende Wirkung des Wassers die Hauptrolle. Das durchsickernde Regenwasser löst kohlen-sauren Kalk und geringe Mengen von Kieselsäure auf. Es wird auf seinem Wege nach unten, je nach der Struktur des Gesteines, bald langsam, bald schneller durchsickern und bald in der einen, bald in der andern Richtung zirkulieren. Besonders folgt es etwaigen Kluft- und Schichtflächen und tritt dann an der Felswand dort aus, wo diese eine Kluft- oder Schichtfläche schneidet. Der Austritt erfolgt nicht gleichmäßig, sondern wie bei den Quellen, an bevorzugten Punkten. Es bilden sich an den Felswänden Miniaturquellen. Das austretende Wasser führt auch vereinzelte Quarzkörner mit. Es fließt, Tropfen um Tropfen, an der Felswand entlang, wobei es, je nach den Unebenheiten, bald sich in einzelne Fäden verteilt, bald aus mehreren Verästelungen sich wieder vereinigt. Es kann sich auf größere Flächen ausbreiten, sich verlangsamen und verdunsten, wobei die gelöste Kieselsäure und der kohlen-saure Kalk wieder ausfallen. Dabei werden die vereinzelt Quarzkörnchen wieder verkittet. Auch Algen und Flechten, die an diesen feuchten Stellen gedeihen, scheiden in ihren Zellen Kalk und Kieselsäure ab oder beschleunigen deren Niederschlag. So entstehen also auf dem Wege der an der Felswand absickernden, sich verästelnden und sich wieder vereinigenden Wasserfäden durch den Absatz von Kalk, Kieselsäure und Quarzkörner ein Relief von gitter- oder wabenförmiger Zeichnung, während dazwischen der Sandstein unter dem zerstörenden Einfluß der Atmosphären gelockert wird und abkrümelt. Das Wasser kann sich auch flächenhaft ausbreiten und eine größere feste Kruste absetzen. Bei günstigen Gelegenheiten kann man über den Hohlräumen nach stärkerem Regen die Wassertropfen austreten sehen, wie F. HEUERTZ dies beispielsweise mehrfach beobachtete. Eine von P. SCHILTZ ausgeführte Analyse des umgrenzenden Wulstes einer Alveole zeigte die abnorme Zusammensetzung von 93.10% SiO_2 ; 5.3% $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ und nur 0.80 CaO.

Das Wachstum der reliefartig vortretenden Leisten kann, nach den Beobachtungen von F. HEUERTZ, in niederschlagsreichen Jahren so schnell vor sich gehen, daß die Algen, die sich an Wasseraustritten ansiedeln, von einer weißen Kruste bedeckt, erhalten bleiben. Das Relief wächst aber nur bis zu einer beschränkten Höhe, dann bietet es der Erosion soviel Angriffspunkte, daß es der Abtragung unterliegt.

Bedeutende Mengen des kalkigen Bindemittels werden auch durch zirkulierendes Wasser ausgelaugt, wobei der Sandstein in losen Sand zerfällt, der vielfach als Bausand gewonnen wird. So besteht auf größeren Flächen der hangende Teil der Formation aus lockeren Sanden, in denen vereinzelte, abgerundete Lagen von festem Gestein eingebettet sind, wie beispielsweise in den Sandgruben auf dem Bridel bei Luxemburg. Der gelöste Kalk wird dann am Fuße der Formation unter den Quellenaustritten als Kalktuff wieder abgesetzt. Bedeutende

Tuffmassen, stellenweise bis über 10 m mächtig, welche auch lokal ausgebeutet wurden, trifft man in fast allen dem Sandstein zugehörigen Quellengebieten.

Auf Kluftflächen trifft man vielfach vom Sickerwasser abgesetzten Kalkspat, bald in hellen Kristallen, bald als weißen Belag.

Wenn auch die lithologische Ausbildung des Gesteines auf großen Strecken sich gleich bleibt, so treten doch lokale Abweichungen auf, wobei der Sandstein durch sandige Mergel oder Bänke eines sandigen Kalksteines abgelöst wird, die große Ähnlichkeit mit den Kalksteinbänken der Pylonotenschichten haben. Solche Vorkommen beobachtet man u. a. bei Mufort, Christnach, Heffingen. Zuweilen treten weiße, seltener dunkle Quarzgerölle auf, so daß es lokal zur Bildung eines konglomeratischen Sandsteines kommen kann, doch bleiben die Gerölle durchgehends klein. Lagenweise tritt auch etwas Kohle in kleinen Linsen oder in vereinzelt Körnern auf.

Der Sandstein zeigt gut ausgeprägte Schichtung, wobei harte und weiche Lagen abwechseln oder auch dünne Lagen eines etwas tonigen Gesteines sich zwischenschieben. Im unteren und mittleren Teile trifft man gewöhnlich mächtigere Bänke, während der Sandstein nach oben hin durchgehends dünnplattig wird. Kreuzschichtung ist nicht selten. Die Zerklüftung ist ebenfalls gut ausgeprägt. Gewöhnlich schneiden sich zwei Kluftsysteme verschiedener Richtung, so daß das Gestein, im Verein mit den Schichtflächen, sich in mehr oder weniger große Einzelblöcke ablöst. Die Klüftung kann so engmaschig sein, daß Blöcke von $\frac{1}{2}$ cbm selten sind, manchmal können die Klüfte auch mehrere Meter weit auseinander abstehen. Für den in dem Luxemburger Sandstein ausgedehnten Steinbruchbetrieb sind neben den Schichtflächen die Klüfte auch als Ablösungsflächen von praktischer Bedeutung, weil sich längs denselben das Gestein besonders leicht aus dem Gesteinsverband lösen läßt. Die Klüfte setzen teils auf größere Erstreckung in der gleichen Ebene, vertikal oder steil geneigt, fort, teils durchsetzen sie nur die Dicke einer Gesteinsbank, folgen dann eine Strecke der Schichtfuge, setzen dann wieder durch die Gesteinsbank, folgen abermals der Schichtfuge usw., so daß die Kluft treppenförmig verläuft. Größere Klüfte verbleiben aber stets auf einer größeren Strecke in der gleichen Ebene. Klaffende Klüfte sind an den Außenwänden häufig, im Innern aber seltener; hier sind nur die Hauptklüfte offen.

Über die Kluftrichtungen im Luxemburger Sandstein fehlen noch systematische Untersuchungen. Da die Entstehung der Klüfte auf die Beanspruchung des Gesteines bei den tektonischen Vorgängen zurückzuführen ist, so dürfen wir jedoch eine variscisch (SW—NE) sowie eine rheinisch (SSW—NNE) streichende Hauptklüftung erwarten, welche also mit den Hauptfaltungsachsen und den Hauptbruchlinien des mesozoischen Ablagerungsraumes parallel verlaufen. Auch die jungtertiären bis altdiluvialen Bewegungen, welche sich besonders in der niederrheinischen Bucht in NW—SE abweichenden Verwerfungen äußerten, dürften in dem starren Sandsteinkörper eine in der gleichen Richtung streichende Klüftung veranlaßt haben. Die Klüfte verschiedener Richtung können also verschiedenes Alter und als Folge verschiedenartiger Bodenbewegung hin entstanden sein. FLOHN (1936 p. 72) hat eine Kluftkarte des Alzettetales zwischen der Verwerfung von Hesperingen und Dommeldingen entworfen, aus welcher der Parallelverlauf der Hauptklüftung mit den Richtungen der großen Verwerfung von Hesperingen deutlich hervortritt. Es zeigt sich aber, daß neben dieser Hauptklüftung noch eine zweite, ja dritte Nebenkluftung bestehen kann. Neben der durch die tektonische Bewegung bedingten Richtung der Zerrung oder Pressung, spielt die Inhomogenität des Gesteines für die Bruchrichtung eine Rolle.

Die Hauptkluftrichtung können wir auf weitere Erstreckung und in vorherrschender Wiederholung in nahezu gleich bleibender Richtung verfolgen. Sie braucht aber keineswegs stets eine klaffende Öffnung zu zeigen. Das Klaffen ist vielfach eine nachträgliche, durch das Absinken parallel mit dem Talrande infolge Ausweichen oder Erosion der tonigen Unterlage bedingte Erscheinung. An allen Steilhängen des Sandsteines über den Tälern finden wir die oft weithin verlaufenden, klaffenden Spalten, die stets mit der Talrichtung parallel verlaufen und deren Entstehung und Ausweitung auf der gegebenen Ursache beruht.

Auffällig ist auch die Übereinstimmung der zahlreichen, nahezu parallel zueinander verlaufenden Nebentäler in der Platte des Luxemburger Sandsteines mit der Hauptkluftrichtung. FLOHN (p. 72) hat für das oben genannte Talstück der Alzette auf diese Übereinstimmung des Verlaufs der Verwerfung mit der Hauptkluft- richtung und der Richtung der Nebentälchen hingewiesen. Diese Parallelität zwischen Flußrichtung, Klüftung und Störungsverlauf trifft auch anderwärts im Bereiche der Sandsteinplatte zu und berechtigt zu dem Schlusse,

daß Kluftrichtung und Störungsrichtung als Auswirkung einer gleichen Ursache bedingt sind und daß besonders die Nebentälchen in ihrer ersten Anlage insofern von der Kluftrichtung beeinflußt wurden, als hier eine durch die Zerrung veranlaßte Lockerung des Gesteines die Erosionstätigkeit des Wassers und mithin die Talbildung erleichterte. Da diese Ausführungen in das Kapitel der Talgeschichte und Morphologie gehören, mögen hier diese Hinweise genügen.

Der Abschluß des Sandsteines im Hangenden.

Die Hauptmasse des Luxemburger Sandsteines ist so gleichartig, die Verteilung der Fossilien so unregelmäßig nesterartig, daß eine weitere Gliederung sich weder petrographisch noch paläontologisch auf größere Entfernungen durchführen läßt. Die «Hettinger Muschelbank», welche im nördlichen Lothringen eine Einteilung in eine obere und untere Abteilung ermöglicht, (W. KLÜPFEL, 1918 p. 260) läßt sich bei uns nicht nachweisen. Nach demselben Autor schließt der Luxemburger Sandstein im nördlichen Lothringen mit einer ausgesprochenen Emersionsfläche ab. Diese kann auch im äußersten Südosten unseres Gebietes noch bei Altwies beobachtet werden, wo der Sandstein mit einer Dachbank mit Bohrmuschellöchern und Abwaschungserscheinungen abschließt. Die Bank besteht aus einem Muschelgebäck von dicken, weißen Schalenbruchstücken von *Cardinien* und grobem, geröllreichem Sandstein. Weiter nördlich besteht die Dachbank aus einem Detritus von Crinoidenbruchstücken mit Muscheln. Das Gestein ist sehr kalkhaltig und von hellgelber oder weißer Farbe. Lokale Abänderungen treten auf, aber stets finden sich mehr oder weniger reichlich *Crinoiden* beigemischt. Einen guten Aufschluß findet man in den Steinbrüchen südlich Fetschenhof bei Luxemburg, wo die obersten dünnplattigen Bänke aus einem dichten Geflecht von größeren Bruchstücken von *Pentacrinus* cf. *angulatus* bestehen. Bei Angelsberg, bei Heffingen, bei Christnach setzen sich die obersten Bänke aus einem sandigen Kalkstein oder aus einem grobkörnigen, weißen Sandstein mit vielen *Crinoiden*- und Muschelfragmenten zusammen. Darüber folgen die dunkeln Mergel des Arietenkalkes. Andererseits beobachtete ich östlich Berdorf in einem flachen Steinbruch über dem gelben, gut gebankten Sandstein als Abschluß eine 0.10 m starke Konglomeratschicht mit bohnen- bis nußgroßen Geröllen. Darüber folgen die grauen Mergel und Kalksteine mit eingestreuten Geröllen, aus der Konglomeratschicht herkommend. Das Konglomerat war also zu Beginn der Bildung der Arietenkalkes z. T. wieder aufgearbeitet worden. Gute Aufschlüsse in der Dachbank des Sandsteines bestanden gegen 1938 an der Straße Steinfort-Körich. An dem Aufstieg zum Plateau bemerkt man, wie die dicken Bänke nach oben dünnplattig werden. Die obersten Platten bestehen aus einem kalkigen Gestein mit feinem Muscheldetritus und aus Bruchstücken von *Crinoiden*. Stellenweise sind bis haselnußgroße Quarzgerölle eingestreut. Darüber folgen 0.50 m dunkle Mergel und dann blaugrauer Kalkstein abwechselnd mit dunkeln Mergeln. Die gleiche Zusammensetzung der obersten Bank des Sandsteines beobachtet man bei Götzingen. Auch hier treten Gerölle neben den *Crinoiden*bruchstücken auf, weiter bei Greisch und bei Tüntingen. Auch bei Leitringen, sowie auf dem Kohlenberg bei Beckerich ist die Dachbank plattig, stark kalkig und reichlich mit *Crinoiden*stielgliedern durchsetzt. Darüber folgt überall eine 0.30 bis 0.50 m starke Schicht von dunkeln Mergeln und dann die blaugrauen Kalkbänke mit Mergelzwischenlagen. Die Zusammensetzung der Dachbank ist also im allgemeinen eine gleichmäßige; sie weist auf ein sehr flaches Meer hin, in welchem es bis zur Aufarbeitung der Gerölle kam, das aber mit dem Beginn der Mergelablagerung rasch an Tiefe zunahm.

Zu bemerken ist, daß die Dachbank mit *Pentacrinus* cf. *angulatus* nicht überall das gleiche paläontologische Niveau einnimmt. Im östlichen Teile des Gebietes tritt sie in den obersten Lagen der Angulatusschichten auf, im westlichen Teile, nahe der belgischen Grenze, in den untern Arietenschichten. Es handelt sich also um eine Fazieserscheinung.

Der Luxemburger Sandstein stellt die extremste Erscheinung der sandigen Faziesausbildung dar, die sich als lokales Ereignis an der Peripherie des Hauptprozesses der im Lias einsetzenden Juratransgression, verbunden mit einer Änderung der Küstenrichtung im Luxemburger Sedimentationsraume abspielte. Im Unteren Lias trat hier eine Umstellung aus der rheinischen NNE—SSW-Richtung in die variscische NE—SW-Richtung ein, wobei größere Teile der Ardennen sowie des Gebietes des Pariser Beckens von der Transgression ergriffen

wurden. Diese Umstellung im Verlaufe der Küste war ein lang andauernder epirogener Prozeß, der natürlich in einer Reihe von Einzelbewegungen bestehen konnte, die sich von Osten nach Westen ablösten. Hierbei konnten Abwärtsbewegungen auf dem benachbarten Lande durch Aufsteigen von Schwellen kompensiert werden. Das bedeutete eine Belebung des Erosionsgefälles und Änderung der Sedimentation in dem Meere. Die zahlreichen, oft ruckweisen Wechsel von sandigem und pelitischem oder kalkigem Material in der Sedimentation in unserm Gebiete während des Lias lassen sich schwer auf stetig wechselnde Uferlage zurückführen. Sie bedeuten vielmehr Änderungen oder Stillstand in der Abwicklung der epirogenen Vorgänge. Fazies und tektonische Bewegungen stehen hier in engem Zusammenhang. Die zu einer Änderung des Küstenverlaufs führende tektonische Bodenunruhe setzte im Osten an und schritt allmählich nach Westen hin fort. Die Versandung in der Angulatenstufe begann im Osten in den tiefsten Horizonten dieser Stufe, während es im Westen noch zur Ablagerung von Mergeln und Kalken kam und setzte im Westen erst in den höhern Horizonten ein, die im Osten bereits wieder kalkig-mergelig entwickelt sind. Mit dem Wechsel der epirogenen Bewegung dreht sich auch wieder die Faziesausbildung um. Weiter spielt die Verteilung des von den Flüssen eingeschwemmten sandigen oder tonigen Materiales hier eine Rolle. Diese Verteilung vollzieht sich durch die Strömungen, deren Richtung und Intensität durch neu entstandene Schwellen und Mulden geregelt wird. Der Luxemburger Sandstein sowie die andern sandigen Bildungen des Lias entsprechen keiner eigentlichen Küstenbildung, denn über die Verbreitung einer sandigen Fazies in einem tektonisch bewegten Gebiete entscheiden weniger Küstennähe oder Küstenferne als die tektonische Belebung des vorgelagerten Festlandes und des Untergrundes des Sedimentationsraumes sowie die, durch dieses geschaffene Relief gelenkten, Meeresströmungen.

Mächtigkeit. Die Mächtigkeit der Sandsteinplatte beträgt bei Emeringen 4 m, bei Ellingen 10 m, in den Bohrlöchern von Bad-Mondorf 13 m, in Luxemburg 80 m, im Bohrloch von Cessingen 84 m, im äußersten Osten an der Nims 30 bis 40 m ohne daß man das Hangende kennt, bei Bollendorf 60 bis 80 m, zwischen Mersch und Angelsberg 110 m, bei Beckerich 85 m, am Helperknapp 72 m, im Bohrloch von Differdingen 100 m, im Bohrloch von Longwy 84 m.

Versteinerungen des Luxemburger Sandsteines.

In dem Luxemburger Gebiete sind aus dem Sandstein folgende Versteinerungen bekannt geworden:

<i>Clathropteris meniscoides</i> BRONGN.	<i>Ostrea complicata</i> GLDF.
<i>Clathropteris platyphylla</i> BRONGN.	<i>Lima duplicata</i> SOW.
<i>Zamites Bechei</i> BRONGN.	<i>Lima plebeia</i> CH. ET DEW.
<i>Otozamites gracilis</i> KURR.	<i>Lima Hermanni</i> VOLTZ.
<i>Cycadites</i> cf. <i>quadrangulatus</i> FELIX.	<i>Lima amoena</i> TERQ.
<i>Zamites</i> sp.	<i>Lima compressa</i> TERQ.
<i>Arundo</i> sp.	<i>Lima nodulosa</i> TERQ.
<i>Isastraea</i> sp.	<i>Lima succincta</i> GLDF.
<i>Pentacrinus</i> cf. <i>angulatum</i> OPP.	<i>Lima dentata</i> TERQ.
<i>Ophiocoma</i> sp.	<i>Lima fallax</i> CH. ET DEW.
<i>Rhynchonella plicatissima</i> QU.	<i>Lima tuberculata</i> TERQ.
<i>Rhynchonella</i> cf. <i>amalthei</i> QU.	<i>Lima hettangiensis</i> TERQ.
<i>Waldheimia cor</i> LAMCK.	<i>Lima gigantea</i> SOW.
<i>Ostrea rugata</i> QU.	<i>Lima punctata</i> SOW.
<i>Ostrea (Gryphaea) anomala</i> TERQ.	<i>Lima pectinoides</i> SOW.
<i>Ostrea multicostata</i> TERQ.	<i>Lima</i> sp.
<i>Ostrea (Gryphaea) arcuata</i> var. <i>obliquata</i> SOW.	<i>Plicatula hettangiensis</i> TERQ.
	<i>Hinnites liasicus</i> TERQ.
	<i>Pecten dispar</i> TERQ.

Pecten aequiplicatus TERQ.
Pecten calvus GLDF.
Pecten valoniensis DFW.
Pinna Hartmanni ZIET.
Pinna semistriata TERQ.
Pinna sp.
Astarte irregularis TERQ.
Astarte pulla CH. ET DEW.
Astarte Heberti QU.
Mytilus Morrisi OPP.
Modiola psilonoti DE RYCKH.
Uniocardium cardioides BEAU.
Cardinia Desoudini TERQ.
Cardinia lamellosa SOW.
Cardinia Lycetti CH. ET DEW.
Cardinia quadrata AG.
Cardinia Oppeli CH. ET DEW.
Cardinia copides DE RYCKH.
Cardinia Eveni TERQ.
Cardinia exigua TERQ.
Cardinia plana AG.
Cardinia concinna QU.
Tancredia Deshayesi TERQ.
Turritella (Chemnitzia) nuda CH. ET DEW.
Turritella (Chemnitzia) Buvignierie TERQ.
Turritella Deshayesea TERQ.

Turritella Dunkeri TERQ.
Pleurotomaria moselana TERQ.
Pleurotomaria expansa SOW.
Pleurotomaria rustica E. DESL.
Pleurotomaria anglica SOW.
Pleurotomaria hettangiensis TERQ.
Pleurotomaria cognata CH. ET DEW.
Pleurotomaria caepa E. DESL.
Pleurotomaria densa TERQ.
Purpurina obtusa DESL.
Turbo atavus CH. ET DEW.
Trochus intermedius CH. ET DEW.
Patella Dunkeri TERQ.
Patella Hennocquii TERQ.
Patella hettangiensis TERQ.
Littorina clathrata DESL.
Ampullaria obtusa DESL.
Ampullaria carinata TERQ.
Ampullaria angulata DESL.
Ampullaria subangulata d'ORB.
Schlotheimia angulata SCHLTH.
Psiloceras hettangiensis TERQ.
Psiloceras planorbe SOW.
Coeloceras liasicum d'ORB.
Arietites Bucklandi ZIET.
Arietites Conybeari d'ORB.

Da für den Vergleich mit andern Gebieten die Ammoniten die wichtigsten Versteinerungen sind, sei darauf hingewiesen, daß die Arieten zwar im allgemeinen erst im westlichen Teile des Gebietes, nahe der belgischen Grenze auftreten, wo die sandige Fazies bereits in die Arietenstufe hinaufreicht, daß dieselben doch auch lokal weiter östlich vorkommen. *Arietites Bucklandi* tritt bei Steinfort auf, doch liegt andererseits *Arietites Conybeari* in zwei Exemplaren von Hesperingen vor. Hier ist also bereits ein Teil der Arietenstufe versandet, während bei Straßen und Mamer die Arietenformen im unteren Teile der Kalke und Mergel auftreten. Dieses lokale Hinaufreichen des Sandsteines in die Arietenstufe bei Hesperingen ist bereits 1854 bei DEWALQUE in einem theoretischen Profil angegeben. Zu erwähnen ist auch der Fund des *Psiloceras planorbe* im gleichen Niveau und zusammen mit *Schlotheimia angulata* und *Coeloceras liasicum* bei Burglinster (VAN WERVEKE 1887 p. 64). Von Mutfort liegt *Psiloceras hettangiensis* aus dem Sandstein vor. *Psiloceras* geht also gelegentlich höher hinauf.

Verwitterungsböden des Luxemburger Sandsteines.

Die Platte des Luxemburger Sandsteines ist, so weit sie nicht von einer Decke von Mergeln und Kalken der Arietenschichten überlagert wird, das Gebiet der Sandböden. Dort, wo durch die Abtragung die Arietenkalke und die obersten, dünnplattigen, stark kalkhaltigen Schichten entfernt sind, entwickelt sich durch Auslaugung rasch ein mineralarmer Sandboden, der lokal als « scharfer Sobel » bezeichnet wird. Wegen der Durchlässigkeit des Bodens ist die Entkalkung eine rasche und tiefreichende, so daß die Decke aus losem grauem oder gelblichem Sande größere Mächtigkeit erlangen kann. Auch das stets vorhandene Eisen geht in Lösung und beginnt zu wandern. Das oben ausgelaugte Eisen wird tiefer in Form von rotbraunen Streifen wieder angesetzt, der Kalkgehalt aber entfernt. Solche scharfen, mineralarmen Sandböden trifft man unter anderem auf dem Plateau

von Savelborn, wo wir auch die Flurbezeichnung «Scharfensobel» haben, zwischen Schoos und dem Alzettetal, auf der Beforter Heide, am Helperknapp, auf dem Kreckelsberg, in einigen Teilen des Grünewaldes und des Baumbusches. Der reine Sandboden trägt nur Kiefer und Heidekraut. Wo aber in diesem Sandgebiet auch nur Flecken von Arietenschichten erhalten sind, treffen wir im Waldgebiet Rodungsinseln mit Ackerland. Wo die Kalkauslaugung nicht so weit fortgeschritten ist, also besonders an den Hängen, haben wir prächtigen Buchenwald. Sobald dem Boden Lehm beigemischt ist, stellt sich die Eiche ein. Die Abgrenzung der Baumarten ist oft so scharf, daß man darnach die geologische Grenze ziehen könnte. Wo auf dem Plateau dem Sandstein Relikte des Arietenkalkes auflagern, treffen wir in dem Buchenbestand stets vereinzelt Eichen; auf dem Sandstein haben wir reinen Buchenbestand, am Fuße des Sandsteines, in dem schmalen Bande der Pylonotenschichten treten wieder Eichen auf und am oberen Rande der Keuperformation schließt ein schmales Band verkrüppelter Hainbuchen mit Eichenstauden und starkem Unterholz von Dornen den Waldbestand ab.

Oft schiebt sich der Verwitterungsschutt am Fuße des Sandsteines an den im Keuper sich verflachenden Talgehängen oder auch am Nordfuße des Steilrandes der Liasplatte, weit vor, so daß die Pylonoten- und Rhätschichten vielfach verdeckt sind. Nur ein Gefällsbruch im Hange und das Auftreten von kleinen versumpften Stellen zeigt dann die untere Grenze des Sandsteines an.

Selbst in den Talauen, sowie auf Skulpturterrassen ist der abgewitterte Sand als mehr oder weniger mächtige Decke weit verbreitet. So liegt zwischen Finstertal, Bruch und Reckinger Barrière, umgeben von den bewaldeten Kuppen des Sandsteines, ein flach gewelltes Tiefgebiet, vielfach mit gelbem, lehmigen Verwitterungsboden bedeckt, der nur selten Brocken von festem, ockergelbem oder stark eisenschüssigem Sandstein führt. Von den Kuppen ist loser Sand weithin in das Tiefgebiet verschleppt. Die Pylonotenschichten sind nur an einigen Stellen sichtbar und auch in einem Brunnen angetroffen worden. Im Innern der Ortschaft Bruch reicht der lose Sand bis in den versumpften Talboden hinein, in welchem starke Quellen auftreten. Die Pylonotenschichten sind hier nirgends anstehend, aber im Untergrund vorhanden, worauf schon das Auftreten der Quellen hinweist. Auch bei Beckerich, bei Oberpallen und im ganzen Gebiete des Schweichertales ist ein lehmiger Sand, der nach dem Fuße des Steilhanges hin in typischen Quarzsand übergeht, weit verbreitet. Wollte man alle diese Vorkommen als verschleppten Verwitterungsrest des Sandsteines auf der geologischen Spezialkarte besonders auscheiden, so würde der Zusammenhang der Schichtenfolge allzusehr zerrissen werden. Es wurden deshalb nur die größeren Vorkommen, die vielfach noch mit Rutschungen an den Talabhängen verbunden sind, auf unserer Karte ausgeschieden.

Über die Verwitterungsdecke im Hangenden des Sandsteines soll im Zusammenhang mit der Arietenstufe berichtet werden.

Technische Verwendung. Der Luxemburger Sandstein wird vielfach als Bausand, Mauerstein und Pflasterstein abgebaut, liefert auch in einigen Vorkommen, wie in Ernzen, einen schönen Haustein, der früher viel exportiert wurde.

Das Landschaftsbild des Luxemburger Sandsteines.

In der Mannigfaltigkeit der Bodengestaltung des Gutlandes fallen als besonders charakteristisch die Formen auf, welche aus dem Luxemburger Sandstein herausgearbeitet sind. Jede Gesteinsart hat ihre eigentümlichen Abtragungsformen und somit ihr spezifisches Landschaftsgepräge, das von der Absonderungsform des Gesteinskörpers und von dessen Unterlage abhängt. So erklären sich denn auch die Schluchten und steilwandigen Täler, Spalten und Felsnischen, die überhängenden Felswände und zusammengebrochenen Felsmauern aus der Absonderungsform des Luxemburger Sandsteines und dessen Unterlage.

Die Schichtenfugen und die Klufflächen bestimmen die Absonderungsform. Diese ist für den Luxemburger Sandstein die parallelepipedische, weil Klufflächen und Schichtflächen nahezu senkrecht aufeinanderstehen, so daß das Gestein in mehr oder weniger große prismatische Massen zerlegt wird. Besonders die Kluff-

flächen bilden die Ansatzflächen für die Zerstörung durch die Verwitterung, wobei es zuerst zu einer Ausweitung der Klüfte kommt.

Die undurchlässigen Schichten, welche die Unterlage des Sandsteines bilden, geben einen ausgezeichneten Wasserstauer ab für das in den Klüften und Poren zirkulierende, von oben eingesickerte Wasser. Der Sandstein selbst bildet infolge seiner Mächtigkeit und Feinkörnigkeit den ergiebigsten und ausgeglichensten Wasserhorizont des Landes. Am Fuße der Steilwände treten vielfach schöne Quellen zu Tage, die neben ihrem volkswirtschaftlichen Werte eine Fülle intimer Schönheiten bieten und die recht frühe Besiedlung am Fuße der sonnigen Hänge begünstigten.

Andererseits durchtränkt dieses Wasser vielfach die tonige Unterlage des Sandsteines auf breiter Fläche. An der Grenze stark differenzierter Härteunterschiede des Gesteines setzen Rutschungen und Felsabbrüche sowie lebhaftere Erosionstätigkeit ein. So treten über den Psilonotenmergeln und den roten Tönen des Rhät die schwersten und hartnäckigsten Rutschungen des Landes auf. Diese Tone wirken dadurch besonders umgestaltend im Landschaftsbild.

Die Klüfte, welche vor allem durch die Auswirkung der Zug- und Torsionsvorgänge als Begleiterscheinungen der Erdkrustenbewegungen vor sich gehen, durchsetzen latent die ganze Gesteinsmasse, treten aber an den bloßgelegten Felswänden der Täler besonders eindrucksvoll hervor, weil sie hier durch die Verwitterung eine Ausweitung erfahren, die weiter durch das Nachgeben der tonigen Unterlage zur Bildung von größeren Spalten und engen Schluchten führt. Gleitet nun auch diese Unterlage infolge von Auswaschung durch Bäche oder Quellen weg, so kommt es zu Rutschungen, wobei die Felsmauern oder Einzelfelsen zusammenbrechen um am Fuße der Formation ein wirres Trümmerwerk zu bilden. Die für den Luxemburger Sandstein eigentümliche Bildung der höhlenartigen Spalten, die parallel dem Talhang verlaufen und die lokale Bezeichnung «Schlöff» tragen, kommen also besonders durch die Unterwaschung des Fußes der Felswände zustande. Hierbei können die Felsen je nach der Neigung der Schichten bald gegen das Tal überhängen, so daß die Schlucht sich nach oben erweitert bis schließlich das überhängende Felsstück umkippt. Oder infolge langsamen Abgleitens und besonders beim Einfallen der Schichten in den Berg hinein, weicht der Fuß der Felstafel am weitesten aus, so daß sich der «Schloff» nach oben verengt oder gar geschlossen erscheint. Stets aber liegt in dem Scheitel des Schloff eine Kluft, die mit der Talrichtung parallel verläuft. Laufen die Klüfte nicht parallel mit dem Talgehänge, so kann, wenn der Fuß des Felsens unterwaschen wird, ein Teil des Sandsteines längs den Schichtflächen abbrechen. Es entstehen so Nischen unter überhängendem Fels, die sogenannten «abris». «Schlöff» und «Abris» dienten dem vorgeschichtlichen Menschen als Aufenthalts- oder Zufluchtsort und sind in kulturhistorischer Hinsicht wertvolle Objekte unserer Heimat, die in jüngster Zeit mit großem Erfolg erforscht werden. Weiter zeigen die Felsen des Luxemburger Sandsteines zahlreiche Spuren ungewöhnlicher menschlicher Tätigkeit, die wohl meistens mit religiösen Vorstellungen des vorgeschichtlichen und frühgeschichtlichen Menschen in Verbindung zu bringen sind wie Schleifrillen, Gleitfurchen, Lochstufen, Schalengruben, Felssitze, sowie eigenartige Zeichen, Zeichnungen und Reliefbilder. Dr. ERNEST SCHNEIDER hat über 130 solcher Vorkommen im Luxemburger Sandstein in einem wertvollen Beitrag zu unserer Vor- und Frühgeschichte beschrieben und abgebildet.¹⁾

Bei der Detailmodellierung spielt die verschiedene Härte des Sandsteines sowie sein Bindemittel eine wichtige Rolle. Die ungleichartige Verteilung des Bindemittels, sowie die ungleichmäßige Durchsickerung mit Regenwasser bedingen eine ungleichmäßige chemische Zersetzung des Bindemittels, so daß verbandfeste Partien mit lockeren abwechseln. So entstehen Hohlkehlen, Gesimse, Gitter- und Wabenstruktur. Das Bindemittel kann auch sekundäre Umsetzungen erfahren, so daß inmitten des mehr gelockerten Gesteines kugel- oder walzenförmige, auch unregelmäßige Konkretionen entstehen, die später herauswittern, wobei in den Wänden kleine Hohlräume von verschiedener Form, lagen- oder haufenartig angeordnet, zurückbleiben.

Am kräftigsten wirkt in der Umgestaltung des Landschaftsbildes aber die Abtragung durch Unterwaschung. Platte um Platte löst sich längs Klüften von der Steilwand ab in dem Maße wie die weiche Unterlage ausgewaschen wird, und so schreitet die Abtragung der ganzen Sandsteinbildung von den Tälern und von dem Steilrand der

¹⁾ Dr. ERNEST SCHNEIDER: Material zu einer archäologischen Felskunde des Luxemburger Landes. — Luxemburg 1939.

Außengrenze weiter nach dem Innern. Vereinzelte Relikte, so die Sandsteindecke auf Weymerich bei Junglinster, Widenberg und Kreckelsberg bei Mensdorf, sind Zeugen der fortgeschrittenen Zerstörung, die zur Abtragung der ganzen Formation führen wird.

Das Sandsteingebiet ist ein ausgesprochenes Waldgebiet mit herrlichem Baumbestand an den kalkreicheren Hängen, während in den durch die Auslaugung des Kalkes verarmten Sandböden der Hochflächen der anspruchslose Kiefernwald größere Flächen einnimmt. Die größten Waldkomplexe des Landes liegen im Gebiete des Luxemburger Sandsteines. Nur wo die Mergel und Kalke der Arietenstufe den Sandstein eindecken, dehnen sich auf der Hochfläche Felder aus. Alle größeren Ortschaften des Plateaus liegen auf den Arietenschichten oder in deren nächster Nähe. Wo kleinere Inseln von Mergeln und Kalken auftreten, liegen gewöhnlich größere Gehöfte.

Die Täler, welche die Felsplatte durchbrechen, sind schluchtenartig und bieten für größere Siedlungen kaum Raum. Nur wo dieselben bis tief in den Keuper hinunter reichen, konnten sie sich ausweiten. Sie bilden dann Hauptdurchgangswege durch das Liasplateau und sind dicht bevölkert, wie das mittlere Alzettetal und auch z. T. das Sauertal zwischen Wallendorf und Echternach. Diese Täler bilden eine eigene Landschaftsform, die besonders zwischen Dommeldingen und Mersch typisch zur Geltung kommt.

Zu erwähnen sind noch die unsymmetrischen Täler oder Talstücke bei denen das eine Talgehänge auffallend steiler ist als das andere. (Fig. Nr. 19.) Ihre Entstehung ist aus der beigefügten Skizze leicht ersichtlich. Solche Täler ziehen senkrecht zum Einfallen der Schichten. Die Gesteinsbänke fallen an dem einen Hang zum Tale

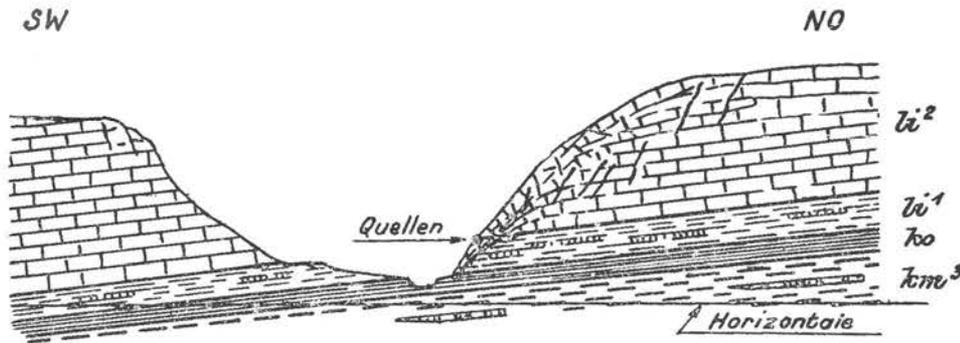


Fig. Nr. 19. — Unsymmetrische Formen im Luxemburger Sandstein.

hin, am andern vom Tale weg. An dem erstgenannten Hang treten starke Quellen auf. Sie fehlen an dem andern Hang oder sind unbedeutend. Auf der weichen Unterlage der Quellenseite rutschen ganze Gesteinspakete ab, gleiten übereinander und die Gesteinsbänke sind bis zu 30 Grad steil aufgerichtet. Am entgegengesetzten Hang brechen die Schichten in Steilwänden ab und treten in schroffen Felsabbrüchen zu Tage. Ein gutes Beispiel bieten die Hänge oberhalb Dommeldingen, rechts und links der Straße nach Junglinster. Bei Anlagen von Straßen, Bauten oder Steinbrüchen sind diese Verhältnisse zu berücksichtigen.

Der Luxemburger Sandstein als Quellenhorizont.

Bekanntlich hängt die Ergiebigkeit und Nachhaltigkeit eines Wasserhorizontes und damit auch die Ergiebigkeit einer bis auf diesen Wasserhorizont hinab gebrachten Bohrung oder das Schüttungsvermögen der aus demselben gespeisten Quellen von der Menge der atmosphärischen Niederschläge und dem Durchlaßvermögen des Bodens, sowie der petrographischen Beschaffenheit, Mächtigkeit und Ausdehnung des Einzugsgebietes ab. Die absolute Wassermenge wird durch die Ausdehnung und Mächtigkeit, die ausgleichende Verteilung durch die Mächtigkeit und gleichbleibende Durchlässigkeit des Wasserträgers bestimmt. Die in einem Wasser-

träger angesammelten Wassermengen stehen also in einem direkten Verhältnis zur Ausdehnung des Einzugsgebietes und zur Mächtigkeit der wasserführenden Schichten. Die biologischen Eigenschaften des Wassers hängen von dem Filtriervermögen, die chemischen von der chemischen Zusammensetzung der durchsickerten Schichten ab.

Die Filtration des Wassers ist gut in den Schichten, in welchen die Durchlässigkeit durch die Porosität des Gesteines bedingt ist. Sie ist schlecht in dem Gestein, welches durch Spalten und Klüfte durchlässig ist. Sind diese Klüfte in ihrem unteren Teile mit lockerem, feinkörnigem Gesteinsmaterial erfüllt, so kann das Wasser hier noch einer genügenden Filtration unterliegen.

Das Plateau des Luxemburger Sandsteines hat eine Oberfläche von rund 500 Quadratkilometer. Die Oberfläche ist meistens zu losem Sande verwittert und mit Wald bedeckt, so daß die atmosphärischen Niederschläge vor Verdunstung geschützt sind und rasch versickern. Wo die Gesteinsplatte Felder und Siedelungen trägt, ist sie durch die dunkeln Mergel der Arietenstufe eingedeckt, so daß das hier der Verunreinigung stärker ausgesetzte Wasser bereits filtriert ist, ehe es den Sandstein erreicht. Die Mächtigkeit des Wasserträgers liegt zwischen 40 und 110 m. Das Gestein ist zwar stark zerbrochen und die Klüfte sind durch Verwitterung oder Absetzbewegungen vielfach zu Spalten erweitert. Da aber das Gestein durchwegs aus zwei Teilen Quarzsand und einem Teil Kalk besteht, so füllen die Spalten sich bis zu beträchtlicher Höhe mit losem Sand, so daß in der Tiefe der Klüfte das Wasser einer genügenden Filtration unterliegt. Infolge dieser Bedingungen bildet der Sandstein ein mächtiges Reservoir für reichliches und gutes Trinkwasser von mäßiger Härte, die sich gewöhnlich zwischen 18 und 30 französischen Härtegraden bewegt. Am Nordrande, wo der Sandstein durch Auslaugung in einen scharfen Quarzsand umgewandelt ist, haben wir Wasser mit einer Härte von 6—10 französischen Härtegraden.

Dieser mächtige Wasserträger wird von einem ausgezeichneten Wasserstauer unterlagert, der von den Pylonotmergeln und den roten Tonen des Rhät gebildet wird. Das von der Oberfläche eingesickerte Wasser bewegt sich nun am Kontakt des Wasserträgers und Wasserstauers und diese Kontaktfläche bildet den Quellenhorizont. Dort wo die Kontaktfläche von der Oberfläche geschnitten wird, tritt das unterirdische Wasser als Quelle aus. Da die Sandsteinplatte weitgehend durch Täler gegliedert ist, die bis unter den Wasserstauer eingeschnitten sind, tritt die Kontaktfläche auf einer Länge von rund 220 km zu Tage. Die Gelegenheit zum Austritt von Quellen ist also weitgehend vorhanden und das Auftreten von vielen und starken Quellen ist kennzeichnend für das hydrogeologische Verhalten des Luxemburger Sandsteines.

Das Auftreten von Quellen ist aber kein willkürliches, sondern durch die Tektonik und die wechselnde Gesteinsbeschaffenheit bedingt. Hätte die angeschnittene Kontaktfläche nämlich eine vollkommen horizontale Lagerung und wäre die Gesteinsdurchlässigkeit des Wasserträgers in allen Punkten eine einheitliche, so könnte das Wasser an allen Schnittpunkten des Quellenhorizontes mit der Erdoberfläche gleich leicht austreten und käme dementsprechend in zahlreichen kleinen Sickerungen zu Tage.

Sobald aber diese Schnittlinie geneigt oder verbogen ist, wird das Wasser dem tiefsten Punkte zustreben und hier sich zu einer Quelle konzentrieren. Diese Konzentration ist um so vollkommener, je gleichmäßiger die Neigung von allen Seiten zu diesem Punkte und je gleichartiger die Durchlässigkeit des Gesteines ist. Die Menge des um diesen Punkt konzentrierten Wassers und demnach die Ergiebigkeit der austretenden Quelle entspricht der Größe der Kontaktfläche, welche in allseitiger Neigung zu diesem Punkte einfällt. Da der einsickernde Wassertropfen sich in vertikaler Richtung nach unten bewegt, bis er auf dem Wasserstauer anlangt, so tritt an dem tiefsten Punkte des Anschnittes nur jene Wassermenge als Quelle aus, welche auf dem Stücke der Erdoberfläche eingesickert ist, das durch die Horizontalprojektion der Einmündungsfläche des Wasserstauers auf die Erdoberfläche begrenzt ist. Dieser Teil der Erdoberfläche wird also das Nähr- und Einzugsgebiet der im tiefsten Punkte einer Einbiegung austretenden Quelle bezeichnet. Die gleiche Rolle wie die mulden- und sattelförmigen Verbiegungen können auch die Verwerfungen oder barrenartigen Zonen verminderter Durchlässigkeit des Gesteines spielen. So wird in der schematisierten Zeichnung (Fig. Nr. 20) in Fig. a die Größe des Einzugsgebietes sowie die Lage des Austrittes der Quellen durch die Verbiegung des Wasserstauers, in Fig. b durch eine Verwerfung, in Fig. c durch eine Barre weniger durchlässigen Gesteines bestimmt. Obgleich die allgemeine Neigung der Oberfläche in dem Schema eine gleichmäßige nach Westen

ist, haben wir in der Tiefe zwei getrennte Einzugsgebiete und zwei getrennte Quellenaustritte. Die Ergiebigkeit einer Quelle wird also durch die unterirdische Topographie des Wasserstauers und durch die ändernde Homogenität des Wasserträgers bestimmt, da diese Faktoren die Größe des Einzugsgebietes bedingen. Starke Quellen treten also nicht zufällig auf, sondern in Abhängigkeit von der Tektonik und der Bodenbeschaffenheit in der Nähe des Wasserstauers. Besonders beim Aufsuchen des Wassers durch Tiefbohrungen sind diese Faktoren zu berücksichtigen. Ein solch leicht bewegliches Element wie das Wasser wird natürlich durch jede Störung aus seinem Wege gelenkt. Deshalb ist der Austritt des auf einem Wasserstauer zirkulierenden Wassers, selbst bei einer im allgemeinen gleichen Neigung gewöhnlich auf mehrere, nahe bei einander liegende Quellen verteilt, die wir als natürliche Quellengruppe bezeichnen, weil sie durch die gleiche tektonische Einheit bedingt ist.

Wenden wir diese Erwägungen auf den Wasserhorizont des Luxemburger Sandsteines an, so sehen wir wie die vielen starken Quellen oder Quellgruppen in ihrer Lokalisierung und in ihrer Ergiebigkeit in enger Abhängigkeit von der Tektonik und der Fazies des Gesteines auftreten.

Der Sandstein bildet eine schief gestellte Linse, die sich von der untern Nims (im Bitburger Lande) bis westlich Longwy erstreckt. Sie umfaßt im Südosten, bei Altwies, die ganzen Angulatenschichten, im NW, an der luxemburgisch-belgischen Grenze den oberen Teil der Angulaten- und den untern Teil der Arietenschichten. Diese Linse ist flach muldenförmig eingebogen. Die Muldenachse verläuft in allgemeiner NE—SW-Richtung über Bitburg, Weilerbach, Lintgen und nördlich Kopstal hin. Weiter westlich taucht sie unter die jüngeren Liasschichten ein und zieht in der Tiefe in gleicher Richtung bis über Longwy weiter. Morphologisch bildet diese Mulde ein Plateau, das von drei Seiten von Steilrändern begrenzt wird und nach SW unter jüngere Schichten eintaucht. Für tektonische Einzelheiten sei auf die tektonische Übersichtskarte, Tafel Nr. IV verwiesen. Bei Weilerbach liegt die Basis des Sandsteines bei +221 m N. N., in dem Bohrloch von Differdingen bei —100 m N. N. Die Achsenlinie liegt also hier um 321 m tiefer als in Weilerbach. Von der Achse der Mulde weg heben sich ihre beiden Flügel in nordwestlicher bzw. südöstlicher Richtung heraus. Auf der Achsenlinie als Linie der Tiefpunkte der Mulde muß die Wasseransammlung besonders reichlich sein.

Sowohl im Südflügel wie im Nordflügel sind flache Nebenmulden eingeschaltet, deren Achsen mit der Hauptachse parallel, also von NE nach SW, verlaufen. Zwei Mulden müssen naturgemäß durch einen Sattel getrennt sein. Hierdurch entstehen auf den Flügeln wieder streifenartig angeordnete Zonen stärkerer und schwächerer Wasserführung.

Die Achsenlinie der Haupt- und Nebenmulden sinken zwar im allgemeinen nach SW ein, aber dieses Einsinken zeigt dazu ein Auf- und Abswellen, wobei naturgemäß Mulden und Sättel entstehen, die mehr oder weniger senkrecht auf den in der NE—SW-Richtung hinziehenden Verbiegungen stehen. Dadurch kommt eine Art Vergitterung zustande, wodurch das ganze Gebiet in eine Anzahl von flachen Buckeln und sanft eingebogenen Schüsseln zerlegt wird, welche die lokale Verteilung und Ergiebigkeit der einzelnen Quellengruppen bestimmen.

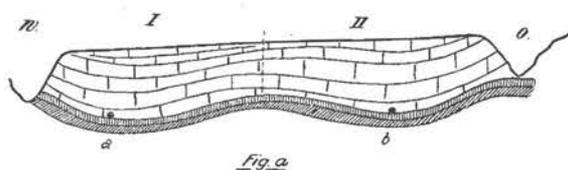


Fig. a

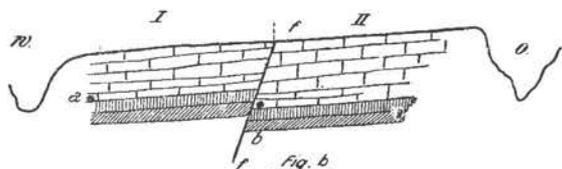


Fig. b

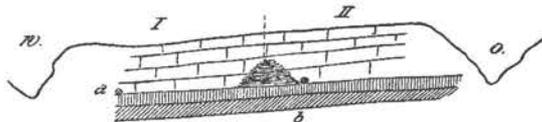


Fig. c

Zeichenerklärung.

- | | | | |
|--|------------------------------|--|--------------------|
| | Luxemburger Sandstein. | | • Quellenaustritt. |
| | Planorbissschichten. | | f-f Verwerfung |
| | Rote Tone des Rhät. | | |
| | Wenig durchlässiges Gestein. | | |

Fig. Nr. 20. — Lage und Austritt von Quellen oder Quellgruppen im Luxemburger Sandstein.

Da die Verwerfungen unseres Gebietes nur einen bis zum Zerreißen extremen Fall von Verbiegung der Schichten darstellen, ist ihr Verlauf in unseren Gebieten die gleiche wie bei den Falten, also SW—NE bzw. senkrecht dazu oder NW—SE. Verwerfungen können in Falten übergehen. Die Verwerfungen spielen bei der unterirdischen Wasserführung die gleiche Rolle wie die Sättel und Mulden.

Für die Wasserverteilung ist aber auch die petrographische Ausbildung des Gesteines von Bedeutung. Die Basis des Sandsteines hebt sich nach Nordwesten heraus, weil die sandige Fazies gegen Nordwesten erst in höheren stratigraphischen Horizonten einsetzt und demgemäß steigt die mergelige Fazies oder die Kontaktfläche von Wasserträger und Wasserstauer, der Quellenhorizont, von SE nach NW an. Dieses Ansteigen ist aber durchaus kein gleichmäßiges, ebensowenig wie die Konsistenz des Sandsteines und demgemäß seine Durchlässigkeit keine gleichmäßige ist. Solche kompaktere Partien wirken wie Barren bei der Verteilung des Wassers.

Es ergibt sich aus dem Ineinandergreifen aller dieser Faktoren, wie kompliziert die Bewegungen des in dem Sandstein zirkulierenden Wassers sind. Die scheinbar regellose Verteilung der größeren Quellen oder Quellengruppen gehorcht jedenfalls Einzelheiten des feineren Baues des Untergrundes, die wir einstweilen nur in ihren größeren Linien kennen. Auch bei der Abgrenzung des Einzugsgebietes der Quellen kennen wir nur die Hauptumrisse, ebenso wie wir bei der Auswahl von Ansatzpunkten für Tiefbohrungen nach dem Quellenhorizont uns nur nach den großen Linien der Tektonik richten können.

Wenn man auf einer geologisch-tektonischen Karte die Hauptwasserhorizonte mit den Quellenaustritten nebst dem täglichen oder stündlichen Schüttungsvermögen aufträgt, zeigt sich die auffallende Übereinstimmung zwischen Quellenreichtum und dem tektonischen Bau des Untergrundes.¹⁾

So muß natürlich auf der Achsenlinie der Hauptmulde des Luxemburger Sandsteines die Ergiebigkeit der Quellen besonders reich sein. Auf dieser Linie haben wir auch die bekannten Quellengruppen zwischen Weilerbach und Echternach, im oberen Müllertal, bei Fischbach, zwischen Lorentzweiler und Lintgen und im oberen Mamertal mit Kopstal im Zentrum.

Am Nordrande der Sandsteinplatte, zwischen Bigelbach und Reckingen bei Mersch, treten nur schwache Quellen für den lokalen Bedarf der Ortschaften Bigelbach, Eppeldorf, Medernach, Ermsdorf und Reckingen auf. Die Kontaktfläche Sandstein-Psilonotenschichten fällt nach Süden hin.

Wo jedoch bei Dillingen und im Müllertal streichende Verwerfungen den Nordflügel so zerreißen, daß das Stück südlich der Verwerfung gehoben ist und die Rolle eines Sattels spielt, der das gegen die Mittellinie der Hauptmulde tendierende Wasser staut, haben wir die reichen Quellen von Dillingen, sowie im unteren und mittleren Müllertal.

Die starke Quelle von Finstertal am Südostfuß des Helperknapp ist durch die gleiche tektonische Anordnung bestimmt.

Am Südrande des Liasplateau wird im Südflügel der Mulde zwischen Fromburgerhof im Osten und Weyer im Westen durch eine streichende Verwerfung eine Barre geschaffen, an welcher sich das Wasser wie in einer Mulde ansammelt. Es tritt in den großen Quellen von Geyershof, bei Bech, bei der Station Zittig, bei Altrier und bei der Schankmühle (Altlinster) aus. Bei Senningen setzt im südlichen Hauptflügel eine deutliche, durch eingeschaltete Schwellen in drei Teilmulden zerlegte Nebenmulde ein, wie durch die Verbiegungen der roten Tone zu erkennen ist. Diese kleinen Mulden ziehen von Senningen nach Westen und veranlassen die Bildung der starken Quellengruppen von Senningen, im Birelergrund sowie die Glasbouren im Grünewald, die Quellen von Siebenbrunnen und Pulvermühle bei Luxemburg.

Westlich der Stadt Luxemburg liegt der Quellenhorizont in 60—80 m Tiefe. Mehrere Tiefbohrungen in Hollerich mit einer Stundenleistung von 20 bis 30 cbm beweisen den Wasserreichtum der Einmuldung.

Auf der Verwerfung von Hesperingen, welche auf einem Sattel liegt, dessen Südflügel abgesunken ist, und dessen Nordflügel vom Rande weg nach der vorher erwähnten Mulde von Gasperich-Bonneweg einfällt, treten keine Quellen auf. Südlich der Verwerfung ist der tiefliegende Sandstein muldenartig verbogen. Dieses

¹⁾ Eine solche hydrogeologische Karte im Maßstab 1 : 50.000 (Manuskript) war für den Luxemburger Pavillon der Ausstellung von Lüttich von 1939 von dem Geologischen Landesaufnahmedienst angefertigt und dort ausgestellt worden.

Stück wird im Süden durch die Verwerfung von Syren begrenzt und hebt sich nach NE heraus. In seiner Fortsetzung liegt die Sandsteinmasse des Kreckelsberg und des Widenberg. Beide zeigen trotz ihrer hohen Lage, muldenförmige Lagerung. Die begrenzenden Verwerfungen von Sandweiler und von Syren spielen die Rolle von Sätteln. In der Einmuldung liegen die Quellen des Trudelbour bei Syren, die Quellen des Millbach bei Mutfoit, des Kalkeschbach und der Bohnmühle, des Kreckelsberg und des Widenberg. (Vgl. auch das Kapitel: Tektonik).

Zwischen der Verwerfung von Syren im Norden und von Altwies im Süden ist der Sandstein wieder muldenförmig eingebogen. Im mittleren Teil dieser Einbiegung ist aber eine flache Aufwölbung eingeschaltet, wie durch den Verlauf des Rhät im Trintinger Tal ersichtlich ist, so daß die Wasserwelle sich von dem mittleren Teile weg nach NW und SE wendet. Im Norden treten an der Verwerfung als stauende Barre die starken Quellen im Dorfe Syren und bei der Bruchermühle aus, im Süden haben wir die Quellen von Aspelt, Altwies und Dalheim.

Recht klar tritt auch der Zusammenhang zwischen dem geologischen Bau und dem Auftreten von Quellen im Gebiete des Eischtals und am Nordrande der Sandsteinplatte zwischen Helperknapp und der belgischen Grenze auf. Während östlich des Alzettetales am Nordrande des Liasplateaus nur schwache Quellenaustritte bestehen, trifft man westlich der Alzette infolge einer reichern tektonischen Gliederung am Fuße des Steilrandes des Sandsteines mächtige Quellen an, welche die interkommunale Wasserleitung des Nordens speisen.

Im Eischtal lassen sich von Westen nach Osten drei deutliche Hauptrücken mit dazwischen liegenden Mulden auseinanderhalten. Die Rücken sind durch das Heraufreichen von Rhät oder sogar Steinmergelkeuper bis in das Niveau der Talebene gekennzeichnet. Diese Sättel und Mulden lassen sich z. T. bis an den Nordrand der Sandsteinmasse verfolgen. Sie streichen etwa NNE—SSW bis NE—SW. Es sind dies:

1) Die Mulde der Gaichel bei Eischen, die in NE-Richtung bis in den Langengrund bei Hovelingen zieht. Diese Mulde bildet das Einzugsgebiet der Quellengruppen der Gaichel, des Langengrund südlich Hovelingen sowie des « Bach » im Faubourg bei Eischen.

2) Im Eischtal zeigt sich zwischen Eischen und Hobscheid ein Hauptsattel, in dessen Kern die roten Tone des Rhät sich über das Talniveau erheben. Der Sattel setzt nach NE fort und ist durch die hohen Lagen der Psilonschichten sowie das Auftreten der roten Tone des Rhät in hoher Lage zwischen Hovelingen und Schweich deutlich ausgeprägt. Der auffällende Mangel an Quellen im Tale der Eisch zwischen Clairefontaine und Hobscheid sowie am Nordrande zwischen Hovelingen und Schweich ist durch die sattelförmige Lage des Sandsteines bedingt.

3) Die Mulde von Hobscheid läßt sich nach Norden bis an den Wasserbach bei Ehner verfolgen und umschließt die Quellengruppen von Hobscheid im Süden, sowie die Gruppen des « Letzert » und des « Wasserbach » bei Ehner im Norden.

4) Der Sattel Steinfurt-Ehner ist im Süden durch das weite Vorspringen des Sandsteines bis nördlich Hagen, im Norden durch die Lage der roten rhätischen Tone gekennzeichnet. Im Eischtal ist er kaum angedeutet. Die Zone fällt jedoch hier durch das Fehlen aller Quellen auf.

5) Die Hauptmulde Körich-Simmern-Ditzenberg (Calmus). Bei Körich ist die Mulde durch das weite Vordringen des Arietenkalkes nach Norden, bei Ehner durch das Vordringen des Sandsteines nach Norden, bezeichnet. Im Tale der Eisch ist die Mulde in zwei Teilmulden zerlegt, die sich ablösen: a) Die Mulde des Fraschtenhof bei Körich im Süden, b) Die Mulde Simmern-Calmus im Norden. Diese Zone bildet jedenfalls die tiefste Einbiegung des Sandsteines im Eischtal und umfaßt drei Hauptgruppen von starken Quellen: a) Die Quellen von Körich, b) Die Quellen von Simmern, c) Die starke Einzelquelle bei Calmus.

Im Ostflügel der Hauptmulde sind mehrere Nebenmulden eingeschaltet mit gut begrenzten Quellengruppen. Es sind dies die Nebenmulde von Greisch, die bis nach Brouch hinzieht. In ihr treten im Süden die Quellengruppe der Mühle Leesbach, im Norden die Quellengruppe westlich Brouch auf. Südlich der Eisch liegt die Nebenmulde der Simmerschmelz mit einer starken Quellengruppe.

6) Im Osten wird die Hauptmulde Körich-Simmern durch einen Rücken begrenzt, in dessen Kern bei Roodt die roten Tone des Rhät anstehen. Nach Süden wird der Sattel von Roodt durch eine Verwerfung abge-

löst, die bis nach Göblingen zu verfolgen ist. Nach Norden geht der Sattel in die Verwerfung von Tüntingen über, die bis nach Brouch hinzieht.

7) Östlich des Sattels von Roodt liegt die Mulde von Bour mit einer Quellengruppe bei Bour.

8) Im Osten wird diese Mulde durch den kräftig betonten Hauptsattel von Dondelingen begrenzt, welcher die stärkste Aufwölbung des Eischtales bildet. Im Sattelkern tritt Steinmergelkeuper auf. Doch wird der Sattel im Eischtal selbst durch eine West-Ost streichende Verwerfung im Norden abgeschnitten. Es ist ein typisches Gegenstück zu der Aufwölbung Imbringen-Altlinster, die ebenfalls im Norden an einer Verwerfung gleicher Richtung abstößt.

Der östliche Teil des Quellengebietes der Eisch, zwischen dem Sattel von Dondelingen und dem Mamertal, wird ganz von Verwerfungen beherrscht, welche die Rolle der Sättel und Mulden übernehmen. Da aber hier der Quellenhorizont durch keine Täler angeschnitten ist, haben wir keine Quellenausstritte. Eine Ausnahme bildet die Schlucht mit der Häusergruppe «Klein-Amerika» östlich Dondelingen, wo auf einer Verwerfung eine Quelle mit einer täglichen Schüttung von 3.500 cbm austritt.

Es scheint überflüssig noch weitere Beispiele für den engen Zusammenhang zwischen Tektonik und Quellenanordnung sowie Quellenergiebigkeit darzustellen. Es ergibt sich aber hieraus wie in einem scheinbar so einfachen und durchsichtigen hydrogeologischen Gebiet wie es der Luxemburger Sandstein darstellt, nur die genaue Kenntnis des tektonischen Baues einen Einblick in die Verteilung der Quellen gibt, welche in ihrem Auftreten die feinsten Einzelheiten der Tektonik und der wechselnden Gesteinsfazies wiederspiegeln.

Die Wasseraufnahmefähigkeit (Imbibition) verschiedener Gesteinsarten des Luxemburger Gebietes wurden von Herrn Dr. GUSTAV FABER in den Jahren 1929—1930 bestimmt, wozu lufttrockene Gesteinsproben längere Zeit im Wasser gelassen wurden. Die unveröffentlichten Ergebnisse wurden mir bereitwilligst zur Verfügung gestellt. Herrn FABER sei dafür an dieser Stelle bestens gedankt.

Die angegebenen Zahlen bedeuten Gewichtsprozente.

Devon.

Schiefer von Kautenbach, etwas spaltbar	1.1%
Davon eine Platte, nicht weiter spaltbar	0.8%
Schiefer von Kautenbach (Esch-Sauer) mit zahlreichen Fossilabdrücken	2.8%
Schiefer von Ulflingen (Trotten), infolge Verwitterung ziemlich spaltbar.	3.3%
Schiefer von Ulflingen, sehr kompakter, sehr spaltbarer Dachschiefer (Asselborn)	0.07%
Schiefer von Wiltz, dicht, sehr wenig spaltbar	0.9%
Quarzit von Berl (Schwarzenhügel), gute Qualität für keramische Zwecke	0.3%
Quarzit von Berl (Schwarzenhügel), mit sehr vielen Abdrücken von Versteinerungen	3.4%
Quarzschiefer von Heinerscheid (Haaselstein), Straße Klerf—Marnach	0.9%
Quarzschiefer von Heinerscheid, sandige Facies (wie Sandstein) Wahlhausen	1.7%
Schiefer von Klerf: 1. rot	2.5%
2. grün, weniger hart, eher ziemlich weich	5.9%
3. rot	3.0%
4. rot und grün, hart.	1.7%
5. grün, weich (Steinbruch Roder)	5.7%

Trias.

Buntsandstein	9.2%
Buntsandstein, Bohrkern aus dem Bohrloch von Mondorf, Adelheid-Quelle, Tiefe 464 m, roter feinkörniger Sandstein	6.6%
Buntsandstein, wie vorher; Tiefe 474 m, dunkelroter, glimmerreicher, mittelkörniger, ziemlich leicht zerreiblicher Sandstein	3.7%
Muschelsandstein von Born	5.6%

Sandstein des oberen Muschelkalkes (Bettendorf)	1.6%
Lettenkohlsandstein (Böwingen-Attart)	6.3%
Schilfsandstein (Ersingen): 1. mit vielen Abdrücken von Equisetum.	12.7%
2.	13.9%
3.	11.0%
4. mit Zwischenlagen von Ton	8.2%
Rhätsandstein, konglomeratisch (Lorentzweiler).	6.5%
Steinmergelblock, Helmsingen.	9.4%

Jura.

Luxemburger Sandstein: 1. Tossenberg (Mamer).	5.7%
2. Burglinster	6.7%
3. Hostert (grobkörnig)	7.1%
4. Berdorf.	8.7%
5. Tossenberg (« Bengelek »)	9.9%
6. (Herkunft unbekannt): 5.2% — 5.3% — 8.2%	
Spinatussandstein (Weg Rehberg—Kahler).	2.0%
Posidonienschiefer (Bettemburg) in sehr dünne Blätter zerlegbar	19.2%
« Grès supraliasique » (Rümelingen)	6.9%
Kalkstein (<i>Am. Sowerby</i>) Straße Esch—Rümelingen	5.4%
Polypenkalk (Differdingen)	7.7%

DIE ARIETENSCHICHTEN (li³).

Begriff, Umfang und Gesteinsausbildung.

Die Arietenschichten werden auch als Obere Kalke und Mergel, als Gryphitenkalke, Arcuatenskalke oder Kalke und Mergel von Straßen bezeichnet. Die Bezeichnung « Obere Kalke und Mergel » bezieht sich auf die stratigraphische Lage unmittelbar über dem Luxemburger Sandstein, der Name Gryphiten- oder Arcuatenskalke auf das massenhafte Auftreten der *Gryphaea arcuata*, während der Name « Kalke und Mergel von Straßen » auf die typische Ausbildung in der Gegend dieser Ortschaft hinweist.

Bereits STEININGER (1828) hat die Schichten über dem Luxemburger Sandstein als Gryphitenkalk abgetrennt, doch ist die Abgrenzung nach oben hin unscharf und umfaßt alle Kalke und Mergel über dem Sandstein bis zum Macigno d'Aubange (Sandsteine des *Am. spinatus*) hinauf. DUMONT (1842) trennte über dem Luxemburger Sandsteine seine « calcaire argileux et marne » ab, die er 1852 als « marne de Strassen » bezeichnet. Darüber folgt sein « sable supérieur » der logischerweise dem « grès de Virton » (entsprechend den « fossilarmen Tonen ») gleich zu stellen ist. Aber DUMONT hat alle Sandsteine der Provinz Luxemburg dem grès de Luxembourg gleichgestellt, wodurch eine Reihe von Mißverständnissen hervorgerufen wurde. Erst DEWALQUE (1854) hat die Verhältnisse klargestellt, indem er seine « marne et calcaire de Strassen » zwischen den « grès de Luxembourg » und den « grès de Virton » legt. An der luxemburgisch-belgischen Grenze ist die Stufe noch in der Fazies der Mergel und Kalke ausgebildet, westlich Arlon versandet dieselbe, so daß die Sandfazies eine ununterbrochene ist. L. VAN WERVEKE (1887) gebraucht die Bezeichnung « Obere Kalke und Mergel ». Da die Arietenammoniten in diesen Schichten ihre volle Entfaltung erlangen, werden die Schichten auf der Spezialkarte als « Arietenschichten » (li³) bezeichnet und die Bezeichnung « Gryphitenkalke » auf die mergelig-kalkige Fazies im äußersten Südosten des Landes (Plateau von Ellingen-Bürmeringen) beschränkt, wo die Mergel und Kalke den

ganzen Umfang des Hettangien und des Sinémurien einnehmen. Da *Gryphaea arcuata* durch die ganzen Angulaten- und Arietenschichten durchgeht, ist die Bezeichnung *Gryphitenkalk* nur in diesem Gebiete angezeigt.

Im Gebiete der normalen Entwicklung im mittleren Teile des Luxemburger Landes umfaßt die Mergel- und Kalkfazies der Arietenschichten die Oppelschen Zonen des *Arietites Bucklandi* und des *Belemnites brevis*. Gegen die luxemburgisch-belgische Grenze ist aber die Zone des *Arietites Bucklandi* bereits versandet und die kalkige Fazies auf die Brevischichten beschränkt, die westlich Arlon ebenfalls sandig werden.

In ihrer petrographischen Ausbildung sind die Arietenschichten wenig verschieden von den Pylonotenschichten. Hier wie dort handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze Mergel und um blaugraue, tonige Kalke in Wechsellagerung, wobei die Mergelbänke bis 0.80 m, die Kalkbänke 0.20 bis 0.50 m erreichen. Die Kalksteine sind dicht und feinkörnig, haben einen muschelig-splitterigen Bruch und überziehen sich bei längerem Liegen mit einer hellen Verwitterungsrinde, die bei Lesesteinen besonders auffällt. Die blaugraue Farbe rührt von feinst verteiltem Pyrit her, der aber auch sowohl in Einzelkristallen wie in Knollen in den Mergeln und Kalken auftritt. Durch Verwitterung des Schwefeleisens entstehen vielfach rostfarbene, erdige Massen in dem festen Gestein. Oft sind die Pyritkristalle ganz weggeführt, so daß das Gestein ein durchlöchertes Aussehen erhält.

Der Übergang vom liegenden Sandstein zu den Mergeln und Kalken ist meistens scharf. Über dem « weißen Stein » (Bezeichnung für die oberste helle, stark kalkige Sandsteinlage) folgen etwa 0.50 m dunkle bis schwarze Mergel und dann die erste Kalkbank. Zwischen Merl und Bartringen werden meistens 3 Kalkbänke abgebaut. Oben herrschen die Mergel weiter vor. Die Grenze gegen die folgende Stufe ist deshalb nicht ganz scharf. Die Phosphoritknollen, die im südlichen Lothringen an der oberen Grenze der Breviszone einen geschlossenen Horizont bilden, sind auch in unserem Gebiete lokal aufgefunden worden, so z. B. im Abraum der Kalksteinbrüche bei Contern.

Die Mächtigkeit beträgt im Gebiete der normalen Entwicklung 5 bis 8 m.

An Versteinerungen sind aus den Arietenschichten bekannt geworden :

Versteinertes Holz

Montlivaultia liasina EM.

**Pentacrinus tuberculatus* MILL.

Cidaris amalthei PHILL. (Stacheln).

Terebratula Causioniana D'ORB.

**Waldheimia cor* LMCK.

Rhynchonella tetraedra SOW.

Rhynchonella Buchi ROEM.

**Rhynchonella gryphitica* QU. sp.

**Spiriferina Walcottii* SOW.

**Spiriferina rostrata* SCHLTH.

Ostrea (Gryphaea) anomala TERQ.

Gryphaea (Liogryphaea) arcuata LMCK.

Gryphaea irregularis QU.

Spondylus liasicus TERQ.

Lima (Plagiostoma) compressa TERQ.

Pecten disciformis SCHÜBL.

**Pecten textorius* SCHLTH.

Avicula sinemuriensis D'ORB.

Avicula inaequalis SOW.

Pinna inflata CH. ET DEW.

Astarte consobrina CH. ET DEW.

Homomya Konincki CH. ET DEW.

Pholadomya ambigua SOW.

Pholadomya glabra AG.

Gresslya galathea AG.

Pleurotomaria rustica E. DESL.

Pleurotomaria basilica CH. ET DEW.

Pleurotomaria expansa SOW.

**Belemnites brevis (acutus)* BLV.

Nautilus sp.

Arietites Kridion HEHL.

Arietites bisulcatus BRUG.

Arietites Bucklandi SOW.

Arietites obtusus SOW.

Die mit * bezeichneten Arten treten vorzugsweise oder ausschließlich in den obersten Schichten, welche der Brevis-Zone entsprechen, auf.

Fazies des Lias α auf dem Plateau von Bürmeringen (li¹⁻³ der Karte).

Auf dem Plateau östlich der Linie Emeringen—Ellingen (Plateau von Bürmeringen—Ellingen) umfaßt die Fazies der dunklen Mergel und Kalke das ganze Hettangien und Sinémurien (Lias α^1 bis α^3). Auch hier herrschen die Mergel vor und wechsellagern mit Kalkbänken. Die Mergellagen messen 0.6 bis 0.8 m, die Kalkbänke 0.2 bis 0.50 m. Die Gesamtmächtigkeit ist rund 40 m.

Eine Gliederung in die einzelnen Stufen der Pylonoten-, Angulaten- und Arietenschichten läßt sich mangels Aufschlüssen und mangels systematischer Reihen von Fossilien nicht durchführen. Doch zeigt das bisher aufgefundene Material, daß diese drei Abteilungen vertreten sind. Es liegen vor:

Gryphaea (Liogryphaea) arcuata LMCK.

Lima plebeia CH. et DEW.

Lima succincta SCHLTH.

Lima Hermannii GLDF.

Modiola scalprum SOW.

Unicardium cardioides BEAU.

Pecten calvus GLDF.

Pholadomya sp.

Turritella Buvignieri TERQ.

Schlotheimia angulata SCHLTH.

Arietites Kridion HEHL.

Technische Verwendung und Wasserführung.

Die Kalksteinbänke werden vielfach ausgebeutet und liefern einen geschätzten hydraulischen Kalk.

Analysen des Kalksteines:

Strassen: CaO=46.48%; MgO=1.53%; Al₂O₃=3.12%; Fe₂O₃=2.13%; SiO₂=10.20%;
Glühverlust = 37.40%.

Altrier: CaO = 47.74%; MgO = 0.90%; Al₂O₃ = 3.00%; Fe₂O₃ = 3.28%; SiO₂ = 8.80%;
Glühverlust = 37.70%.

Siehe auch VAN WERVEKE (1887) p. 56.

Die Arietenschichten bilden einen bescheidenen, aber sehr beständigen Wasserhorizont. Die Kalkbänke führen in den Klüften und auf den Schichtflächen genügend Wasser um die Dorfbrunnen und Viehtränken zu speisen. Auch einzelne Quellen treten auf. Die bekannte, als wundertätig angesehene Quelle bei der Kapelle auf dem Plateau des Helperknapp entspringt einer solchen Kalkbank. Beim Anlegen von Baugruben für den Hausbau ist die Wasserführung der Kalkbänke so lästig, daß nur bei guter Entwässerung die Anlage von trockenen Kellern oder Untergeschossen möglich ist.

DAS LOTHARINGIEN (li⁴). (Abteilung der « Fossilarmen Tone ».)

Ausbildung der Stufe in den benachbarten Gebieten.

Das Lotharingien, das lokal die Bezeichnung « Fossilarme Tone » (li⁴) trägt, entspricht dem Lias β .

Der schwäbische Lias β läßt sich nach TH. ENGEL¹⁾ einteilen in untere (a) und obere (c) Tone, welche in drei Viertel der Schichtenhöhe durch eine Kalkbank (b) voneinander getrennt sind.

1) Die unteren Tone (a), auch untere β -Tone oder Turneritone, haben im Südwesten des von SW nach NE hinziehenden Liasstreifens Württembergs eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m, gegen die Mitte 25 m, am Nordostrand noch 0.5 m und fehlen im fränkischen Jura (Bayern) vollständig.

Die verkiesten Versteinerungen treten in dem Komplex der einförmigen grauen Tone nur in der Grenzbank $\alpha 1 \beta$ und in dem tiefsten Horizont der Tone auf. Höher sind die Tone fossilarm. Die Grenzbank führt

¹⁾ ENGEL, TH.: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg, 1908 p. 222 ff.

selten den *Arietites Turneri* SOW = *obtusus* SOW., häufig *Rhynchonella Turneri* QU. Die darüber liegende Schicht führt neben *Arietites Turneri* noch häufiger *Aegoceras capricornus nudus* QU. = *planicosta* SOW. Dazu kommen noch *Deroceras ziphus* QU., *Cymbites globosus* ZIET. = *Am. globosus* β QU. *Aegoceras Dudressieri* D'ORB. = *Am. ziphus densinodus* QU. kommt nach ENGEL bereits in den unteren β Tonen vor.

2) Die Kalkbank (b), wegen des häufigen Vorkommens von *Pholadomya ambigua* auch Pholadomyenbank genannt, ist nur 0.3 bis 0.5 m mächtig und fehlt im Osten des Gebietes. Sie führt *Arietites stellaris* SOW., *Arietites obtusus* SOW. = *Turneri* SOW.

3) Die oberen Beta-Tone (c) umfassen etwa ein Viertel der Gesamtmächtigkeit des Lias β . Darin lassen sich von unten nach oben drei gut gekennzeichnete Horizonte unterscheiden. 1. Der Horizont des *Aegoceras bifer* QU. Mit ihm kommt auch bereits *Oxynoticeras oxynotum* QU. vor, der aber höher fortsetzt und dann den zweiten Horizont bildet. Über einer leeren Kalkbank folgt der dritte Horizont, des *Arietites raricostatum* ZIET. mit welchen zusammen *Aegoceras densinodus* OPP. = *Am. armatus densinodus* QU. (pars.) vorkommt.

Darüber beginnt der Lias γ mit den Numismalimergeln. Nach der Verteilung der Ammoniten läßt sich folgende paläontologische Gliederung des Lias β geben (TH. ENGEL p. 231):

Raricostatenschichten	{	<i>Am. raricostatus</i> in Geoden, Raricostatenlager: <i>Am. raricostatus</i> , <i>Am. armatus densinodus</i> .
		Obere, leere Kalkbank.
Oxynotenschichten.	{	Oxynotenlager: <i>Am. oxynotus</i> , Biferregion: <i>Am. bifer</i> .
Turnerischichten.	{	Turneri-Tone mit <i>Rhynchonella Turneri</i> , <i>Am. Turneri</i> , <i>capricornus nudus</i> . Untere Kalkbank (Pholadomyenbank) oder Beta-Kalke mit <i>Am. obtusus</i> , <i>capricostatus</i> .

Die Bezeichnung «Lotharingien» führt der Lias β daher, weil derselbe in Lothringen durch Fossilführung gut gegliedert ist. W. KLÜPFEL (1918 p. 261) gibt für das «Lotharingien» folgende Einteilung.

1) Untere Betatone.

Es können darin unterschieden werden:

- An der Basis, kaum angedeutet, ein Horizont mit sehr seltenen verkiesten Ammoniten, entsprechend dem tiefsten Horizont der verkiesten Ammoniten in Schwaben und im Elsaß.
- Mergellagen mit Fossilien: *Arietites* sp., *Cymbites globosus* ZIET., *Belemnites acutus* MILL. var. *brevis* I QU., *Bel. cf. infundibulum* PHILL., *Gryphaea obliqua* GLDF., *Waldheimia cf. cor* LMCK., *Pentacrinus tuberculatus* MILL.
- Die eigentlichen fossilarmen Tone mit Eisenovoiden, sekundärem Gips und weißlichen Kalkknollen. 10 bis 11 m über der Brevischicht tritt die 0.10 m starke Hauptnagelkalkbank auf.

2) Obere Betatone oder Dudressierischichten.

Es sind dunkle, blätterige Tone mit Kalkknollen, die oben lagenweise auftreten. In den Kalkknollen: *Aegoceras Dudressieri* D'ORB., *Deroceras ziphus* ZIET., *Belemnites acutus* MILL., *Gryphaea obliqua* GLDF.

3) Raricostatuskalkbank.

Die kalkigen Sedimente herrschen vor. Kalkknollen können durch kalkig-oolithisches Material bankartig verkittet sein; häufiger ist eine geschlossene Bank von pyritreichem, blauschwarzem, rostbraun verwittertem Kalk mit Eisenadern. Die Bänke und Knollen führen: *Caloceras raricostatum*, *Oxynoticeras Guibalianum* D'ORB., *Oxyn. Buvignieri* D'ORB., *Arietes* sp., *Belemnites acutus* MILL., *Waldheimia cor*. LMCK., *Gryphaea obliqua* GLDF.

Darüber beginnen die Numismalimergel.

Wir können also auch hier die drei Zonen Schwabens auseinanderhalten:

- Zone des *Arietites raricostatum*; 2. Zone des *Oxynoticeras oxynotum*; 1. Zone des *Arietes obtusum*.

Sowohl in Lothringen wie im Elsaß gehört die Hauptmasse der Schichtenfolge des Lias β der *Obtususzone* an.

In Lothringen läßt sich die Obtususzone in eine Unterregion der fossilarmen Tone und in eine Oberregion der Dudressieri-Schichten zerlegen.

Die z. T. oolithische Kalkbank über den Tonen umfaßt sowohl die Oxynotus- wie die Raricostatuszone.

In Belgisch-Luxemburg ist der Lias β sandig entwickelt. Im Osten, an der belgisch-luxemburgischen Grenze, sind es die marnes sableuses d'Hondelange, welche nach Westen hin in den grès de Virton übergehen. Die offizielle geologische Karte Belgiens gibt eine Dreiteilung des grès de Virton an :

3) Zone à *Deroceras armatum* ; 2) Zone à *Oxynotoceras oxynotum* ; 1) Zone à *Asteroceras obtusum*.

Bereits G. DEWALQUE¹⁾ hatte den grès de Virton nach dem Fossilgehalt in eine obere und untere Abteilung zerlegt, die nachstehende Fossilien führen :

Unterer Teil:

Am. multicosatus SOW.

Am. obtusus SOW.

Am. stellaris SOW.

Cardinia securiformis AG.

Ostrea cymbium LMCK.

Avicula sinemuriensis D'ORB.

Pecten disciformis SCHÜBL.

Rhynchonella tetraedra SOW.

Terebratula subovooides ROEN.

Lingula Voltzi TERQ.

Oberer Teil:

Am. armatus SOW.

Am. Buvignieri D'ORB.

Am. fimbriatus SOW.

Am. Guibalianus D'ORB.

Am. planicosta SOW.

Am. Valdani D'ORB.

Pholadomya ambigua AG.

Pholadomya Hausmanni GLDF.

Pecten aequivalvis SOW.

Ostrea cymbium LMCK. var. *depressa*

Spirifer rostratus SCHLTH.

Terebratula numismalis LMCK.

Diese Fossilliste zeigt, daß auch hier die drei Ammonitenzonen vertreten sind.

Die auf paläontologischen und petrographischen Merkmalen beruhende Gliederung des Lothringer Lias β , das Lotharingien, stimmt in den wesentlichen Zügen mit dem Lias β des schwäbischen Raumes überein und selbst in Südostbelgien zeigt, trotz faziell anderer Ausbildung, der Fossilgehalt im allgemeinen eine Übereinstimmung mit Lothringen. Es war also anzunehmen, daß in dem Übergangsgebiet zwischen Lothringen und Südostbelgien, im Luxemburger Sedimentationsraum, die gleiche Gliederung durchführbar sei.

Gliederung und Ausbildung des Lotharingien im Luxemburger Raum.

L. VAN WERVEKE (1887 p. 67 und Tabelle p. 75) hat die einförmigen, sandigen Tone über den Brevischichten unter der Bezeichnung « Fossilarme Tone » als das Äquivalent des ganzen Lias β aufgefaßt und die unmittelbar darüber folgenden Kalkbänke als Davoeikalk aufgefaßt. Bei seinen Aufnahmen hatte er aber in dem Bahneinschnitt östlich der Station Sandweiler Material gesammelt, das J. A. STUBER²⁾ später bearbeitete. Aus dem Material schloß Stuber (p. 49) daß in Luxemburg sowohl die Dudressieri- wie auch die Raricostatenschichten vorkommen und daß die Kalke, welche sowohl STEINMANN³⁾, wie VAN WERVEKE (1887 p. 67) als Davoeikalk auffassen auch die Raricostatenschichten begreifen. (Für Einzelheiten sei verwiesen auf: M. LUCIUS. — Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs. — Veröffentlichungen des luxemburgischen geologischen Landesaufnahmedienstes, Band II, p. 297—302, Luxemburg 1940.)

Die Feldaufnahmen für die geologische Spezialkarte von Luxemburg haben die Schlußfolgerung STUBERS weitgehend bestätigt. Im ganzen Luxemburger Gebiet lassen sich über den eigentlichen « Fossilarmen Tonen » die Dudressieri- und Raricostatenschichten mit ziemlich reicher Fossilführung abtrennen, die sich auch petrographisch an die Lothringer Ausbildung anschließen, im Westen aber schon den Übergang in die sandige Fazies

¹⁾ DEWALQUE, G.: Prodrome d'une description géologique de la Belgique, 1868 p. 136.

²⁾ STUBER, J. A.: Die obere Abteilung des unteren Lias in Deutsch-Lothringen, 1893.

³⁾ STEINMANN: In « Erläuterungen zur geol. Übersichtskarte des nordwestlichen Deutsch-Lothringen, 1887 p. 36.

andeuten. Besonders günstig erwiesen sich die Aufsammlungen in einigen zufälligen Aufschlüssen bei der Eisenbahnstation Sandweiler, zwischen Itzig und Contern, bei Cessingen und bei Kleinbettingen. Die Mächtigkeit der oberen Abteilung ist so gering, daß sie auf der geologischen Spezialkarte nicht getrennt dargestellt wurde, sondern unter der Bezeichnung fossilarme Tone (li⁴) mit der unteren Abteilung zusammengefaßt ist. (Vgl. auch das Normalprofil durch den Luxemburger Lias, Fig. Nr. 16.)

Die «Fossilarmen Tone» setzen sich im Gebiete der Luxemburger Entwicklung in petrographischer Hinsicht zusammen aus einem unteren Teile, bestehend aus geschieferten, sandigen, grauen Tonen bei vollkommenem Zurücktreten fester Bänke und aus einem oberen Teile, in welchem neben dunkeln Mergeln die Kalke in Form von Knollen und Bänken vorherrschen.

Der untere Teil bildet die «Fossilarmen Tone» s. str. und umfaßt die weitaus größere Masse der Ablagerungen.

Die Abteilung der «Fossilarmen Tone» besteht aus grauen und lichtgrauen, geschieferten, sandigen Tonen mit eingestreuten Konkretionen eines blaugrauen, dichten, tonigen Kalkes. Dazu kommt sekundärer Gips in glashellen Einzelkristallen, sowie Pyrit in Knöllchen. Neben vereinzelt, leistenartigen Kalkbänkchen, tritt etwa 10 m über dem Hangenden der Arietenschichten eine Hauptnagelkalkbank auf, die stellenweise, wie beim Scheidhof, bis zu 0.15 m Mächtigkeit aufweist.

In Kleinbettingen beobachtet man sowohl im Osten der Ortschaft, wie auf dem lang gezogenen flachen Hügel «Bechel», nordwestlich der Ortschaft über dem Arietenkalk graue, stark sandige Schiefermergel, die den Übergang zu der sandigen Entwicklung im Westen bilden (marnes sableuses d'Hondelange). Nach oben sind Lagen eines graublauen, schieferigen Kalksandsteines eingeschlossen, auch tiefer kommt eine vereinzelte Bank vor. Der Kalksandstein führt ziemlich häufig Abdrücke und Steinkerne von Ammoniten. Es konnten bestimmt werden: *Aegoceras planicosta* SOW., in den oberen Sandsteinschichten *Arietites raricostatum* ZIET. Leider genügen die Aufschlüsse nicht zur Aufstellung eines Detailprofils.

Bei einer Erneuerung des Einschnittes der P. H. Eisenbahn nördlich Cessingen (erster Einschnitt westlich Bahnhof Hollerich) zeigte sich über den grauen Schiefermergeln der unteren Abteilung eine etwa 0.20 m starke Kalkbank, welche die Dudressieri- und Raricostatenschichten vertritt. Der Davoeikalk wurde hier nicht beobachtet. Ich fand hier Bruchstücke von *Aegoceras Dudressieri*. Auf meine Veranlassung sammelte dann cand. geol. P. ANTUN hier ziemlich reiches Material, aus welchem bestimmt werden konnte: *Arietites obtusus*, *Aegoceras Dudressieri*, *Arietites (Ophioceras) raricostatum* ZIET., *Deroceras armatum* SOW. var. *rasinodum* (QUENSTEDT, Ammoniten Tf. 24), *Gryphaea obliqua* GLDF.

Besser konnte die Schichtenfolge festgelegt werden an dem Wegeinschnitt 100 m westlich vom Fischerhof bei Cessingen (Weg nach Roedgen). Der Weg wurde hier zur Verminderung einer Steigung um 2.50 m tiefer gelegt. Es wurden erschlossen: Unten blätterige, graue Tone, 1 m, darüber eine 0.30 m starke Bank von grünlich-grauem, etwas oolithischem Kalk mit viel Belemnitenbruchstücken.¹⁾ Über der Kalkbank folgen rund 0.60 m dunkle oder braungraue Mergel und dann eine 0.30 m starke ockerfarbene Kalkbank.

Auch in der Nähe des Bahnhofes Sandweiler, sowie zwischen Itzig und Contern, ist die obere Abteilung in letzter Zeit gelegentlich erschlossen worden. So konnte nördlich vom Bahnhof, nahe der Straßenkreuzung, in einer Bank von festem, dichtem, splitterigem Kalke, der im Handstück nicht vom Arietenkalk zu unterscheiden ist, gesammelt werden: *Deroceras ziphus* ZIET., *Aegoceras capricornum* ZIET., *Lytoceras fimbriatum* SOW., *Ophioceras raricostatum* ZIET., *Arietites obtusus* SOW.

Nördlich des Bahnüberganges an der Straße von Contern nach Sandweiler wurden in einer Kalkbank im Straßeneinschnitt gefunden: *Belemnites elongatus* MILL., *Aegoceras capricornum* SCHLTH., *Dumortieria Jamesoni* SOW., *Lytoceras fimbriatum* SOW.

Aus der Fossilliste geht hervor, daß sowohl die Dudressierischichten wie auch die Raricostatenschichten vertreten sind.

¹⁾ Im Schachte des Bohrloches von Cessingen, das etwa 600 m weiter westlich angesetzt war, wurde in geringer Tiefe diese Kalkbank mit viel Belemniten und darunter die Schieferletten mit Gipskristallen angetroffen.

Cand. geol. P. ANTUN verfolgte die Aufschlüsse, besonders die neuesten, die bei Anlage eines militärischen Übungsfeldes (1943) zwischen Itzig und Contern geschaffen wurden. Er stellte nach seinen Beobachtungen nachstehendes allgemeine Profil auf. (Fig. Nr. 22.)

Aus den Fundstellen von *Arietites obtusum* ergibt sich, daß die Obtusus-Zone mitten durch die Raricostaten-Kalke zieht. Die Raricostaten-Schichten sind unterliasisch und vertreten mit dem obern Teil wohl die Zone

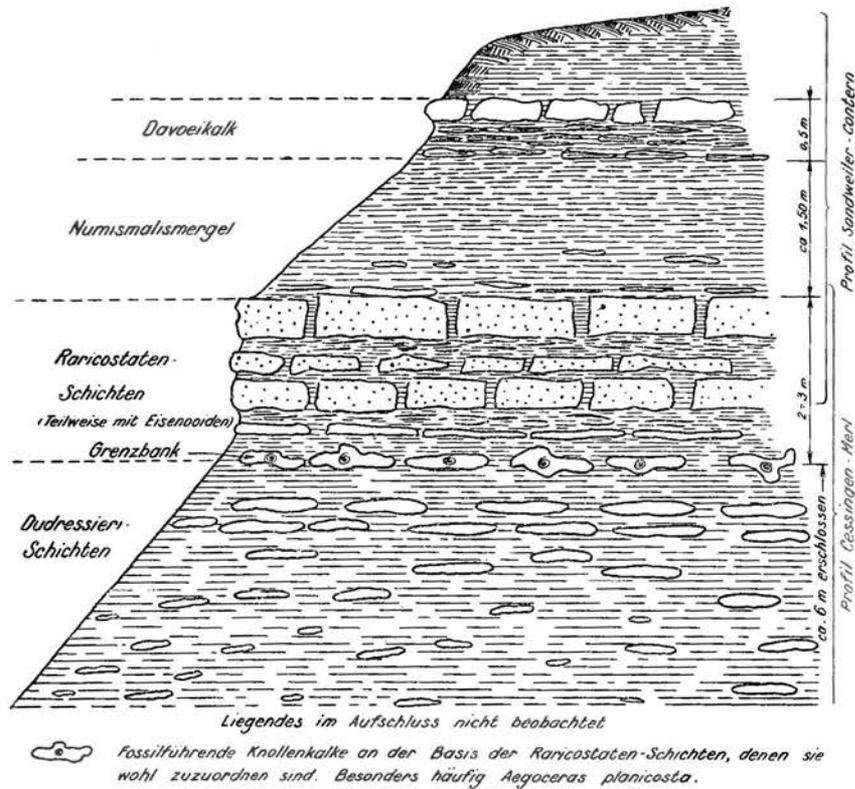


Fig. Nr. 22. — Kombiniertes Profil durch die Davoeischichten (lm¹) und die obren kalkigen Bänke des Lotharingien (li⁴).

des *Oxynoticeras oxynotum* und des *Arietites raricostatum*. Der letztere Ammonit ist nicht gerade häufig, wurde aber mehrmals aufgefunden. *Oxyn. oxynotum* selbst ist bisher noch nicht beobachtet worden.

Über den Raricostatenschichten folgen ungefähr 1.5 m mächtige Tone, die ihrer Lagerung nach den Numismalimergeln entsprechen. Nach oben gehen sie in mergelige Schiefer über. Diese geschieferten Mergel und eine abschließende Kalkbank führen die Fossilvergesellschaftung der Davoeischichten und vertreten den Lias γ .

Versteinerungen aus den oberen Kalkbänken.

Waldheimia cor LMCK.
Gryphaea cymbium LMCK.
Gryphaea obliqua SOW.
Leda complanata GLDF.
Lima pectinoides ZIET.
Pleuromya striatula AG.
Pholadomya ambigua SOW.
Belemnites elongatus MILL.

Aegoceras capricornu SCHLTH.
Aegoceras Dudressieri d'ORB.
Aegoceras planicosta d'ORB.
Aegoceras hybridurn d'ORB.
Arietites obtusum SOW. sp.
Arietites (Ophioceras) raricostatum ZIET.
Lytoceras fimbriatum SOW.
Deroceras ziphus ZIET.
Deroceras armatum SOW. var. *rasinodum* Qu.

ABTEILUNG DER DAVOEIKALKÉ (lm¹).

(Pliensbachien, Lias γ .)

O. TERQUEM hat die Raricostatenschichten, die Numismalmergel und die Davoeikalke als «calcaire ocreux» zusammengefaßt. Die Bezeichnung weist auf die braune Verwitterungsfarbe des Gesteines hin. Wegen des häufigen Vorkommens von Belemniten wurde die Abteilung auch als «calcaire à bélemnites» bezeichnet. BRANCO (1877), STEINMANN (1881) und VAN WERVEKE (1887) haben diese Zusammenfassung beibehalten, bezeichnen den calcaire ocreux als Davoeikalk und betrachten diesen als das Äquivalent des schwäbischen Lias γ .

In Lothringen lassen sich in dem Komplex des calcaire ocreux im allgemeinen drei Stufen zerlegen, die aber in verschiedenen Gebieten verschieden gut und verschieden mächtig ausgebildet sind, nämlich eine untere kalkige, eine mittlere mergelige, eine obere kalkige Stufe.

STUBER (1893) hat an Hand der Fossilien nachgewiesen, daß die untere kalkige Stufe den Raricostatenschichten entspricht und zum Lias β gehört. Die mittlere Stufe entspricht den Numismalmergeln, während nur der oberen die Bezeichnung Davoeikalk zukommt. Diese beiden letzteren entsprechen dem Lias γ und auf diese allein ist die generelle Bezeichnung Davoeikalk anzuwenden. Mit den Numismalmergeln beginnt der mittlere Lias.

Diese Dreiteilung läßt sich auch im allgemeinen in Luxemburg durchführen und auch hier haben wir nach dem Fossilgehalt die Grenze des Lias β (Lotharingien) gegen den Lias γ (Davoeikalk im weiteren Sinne) über die unteren Kalkbänke zu legen. Petrographisch ist diese Grenzziehung nicht immer leicht durchzuführen, weil die Mergel meistens schwach entwickelt sind und weil sowohl die untere wie die obere Kalkbank oolithisch sein können. Auch die Fossilien sind nicht so häufig, daß die Grenze jedesmal sicher festzulegen ist. Aber paläontologisch ist eine andere Grenzziehung nicht möglich, wenn wir mit den Nachbargebieten vergleichen wollen.

Die Abteilung des Davoeikalk umfaßt dementsprechend in unserm Gebiete die Numismalmergel und den eigentlichen Davoeikalk.

Die Numismalmergel bestehen aus grauen, geschieferten Kalkmergeln von wechselnder Mächtigkeit, die aber nirgends über 2.5 m anschwellen, aber sowohl wegen ihrer Stellung zwischen den Raricostatenschichten und den Davoeikalken, als auch wegen des Fossilgehaltes als solche bezeichnet werden müssen. *Terebratula (Zeilleria) numismalis* ist in dem Gebiete zwischen Aspelt und Weiler z. Turm aufgefunden worden und von Sandweiler liegt *Dumortieria Jamesoni* vor, die Oppel als Zonenfossil des untersten Lias γ angibt.

Der Davoeikalk bildet eine 0.3—0.5 m starke Bank eines blaugrauen, festen, streifenweise oolithischen Kalksteines, der bei der Verwitterung in schieferige Bruchstücke zerfällt und eine rostbraune Farbe annimmt. *Deroceras Davoei* ist nicht häufig, wird aber überall in vereinzelt Stücken angetroffen.

Die kalkige Ausbildung sowohl der Raricostatenschichten wie der Davoeischichten läßt sich nach Westen bis bei Bartringen verfolgen. Dann verschwinden die geschlossenen Kalkbänke und in den Feldern stellen sich lose Kalkknollen ein. Die Knollen bestehen aus einem violett-rötlichen oder bläulichen, dichten oder oolithischen Kalkstein und treten an der Grenze der fossilarmen Tone s. str. und der Blättermergel der Margaritatusschichten auf. Die Knollen sind zwischen Bartringen und der Straße Kapellen-Holzern häufig, treten aber westlich dieser Straße mehr vereinzelt auf. Dagegen sind sie hier von einem lockern, dunkeln Kalkboden begleitet, der sich deutlich von dem grauen, steifen Boden der «Fossilarmen Tone» und der «Blättermergel» abhebt. Bei Kleinbettingen sind die Raricostatenschichten in sandig-kalkiger Fazies entwickelt. (Siehe oben.)

Dieser Horizont zwischen Bartringen und Kleinbettingen stellt eine Knollenfazies der Raricostatenschichten und Davoeischichten dar. In diesem Raume war die Sedimentation wohl von einer lokalen Schwellenbildung begleitet, die zu einer verkümmerten Entwicklung führte. Die schieferige Ausbildung bei Kleinbettingen leitet zu der sandig-mergeligen Fazies in Belgien über, wo die gleichen Stufen wie in Lothringen, wenn auch in anderer Entwicklung, vertreten sind.

Die von DEWALQUE gegebene Fossiliste des oberen Teiles des grès de Virton weist darauf hin, daß wir hier eine Vertretung der Raricostatenschichten haben. Ebenso weisen die Fossilien des Schiste d'Ette darauf hin, daß dieser den Davoeikalk vertritt. CHAPUIS und DEWALQUE (1854) geben für den Schiste d'Ette folgende Fossiliste: *Am. capricornus*, *A. Davoei*, *A. fimbriatus*, *A. Henleyi*, *A. Jamesoni*, *A. margaritatus*, *A. Zieteni*, *Avicula sinemuriensis*, *Ostrea cymbium*, *Spirifer rostratus*, *Terebratula punctata*, *Rhynchonella variabilis*.

Die Abteilung der Davoeikalke bildete also ursprünglich eine kontinuierliche Ablagerung bis an den Rand des Ardenner Festlandes, nur geht nach Westen die kalkige Fazies in eine mergelig-sandige über.

Im Luxemburger Gebiete sind aus der Abteilung des Davoeikalkes nachstehende Versteinerungen bekannt worden:

Waldheimia cor LMCK.

Waldheimia numismalis LMCK.

Terebratula subpunctata CH. et DEW.

Waldheimia perforata PIETTE.

Ostrea (Gryphaea) cymbium LMCK.

Gryphaea obliqua SOW.

Lima punctata SOW.

Belemnites elongatus MILL.

Belemnites clavatus BLW.

Belemnites paxillosus SCHLTH.

Belemnites abbreviatus MILL.

Lytoceras fimbriatum SOW.

Coeloceras pettos QU.

Aegoceras Henleyi SOW.

Deroceras Davoei SOW.

Dumortieria Jamesoni SOW.

Chemische Zusammensetzung des Davoeikalkes: Davoeikalk von Hassel: $\text{SiO}_2 = 20\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 19.90\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.60\%$; $\text{CaO} = 25.34\%$; $\text{MgO} = 1.35\%$; Glühverlust = 24.0% . (Analyse des staatlichen Laboratoriums der Öffentlichen Arbeiten.)

Landschaftlich bilden die «fossilarmen Tone» s. str. einen sanften Anstieg, über welchem sich die Kalklagen deckenartig ausdehnen, wie beispielsweise zwischen Itzig und Contern, Hassel und Weiler z. Turm oder Friesingen und Aspelt. Gegen Westen hin, wo die Kalkbänke nur durch fossilführende Kalkknollen vertreten sind, vermischt sich dieser plateauartige Charakter und die fossilarmen Tone gehen unmerklich in die Blättermergel der Margaritatusschichten über.

Die fossilarmen Tone verwittern zu einem gelblichen, lehmigen schweren Boden, der meistens Weideland oder gemischten Eichen- und Hainbuchenwald trägt. Die Kalkdecke liefert einen mittelschweren, lockeren, kalkigen Boden, der sich besonders für den Anbau von Weizen eignet.

Als Wasserhorizont ist die dünne Kalkdecke ohne Bedeutung.

DOMÉRIEN (LIAS δ).

Der Lias δ (Domérien) umfaßt die Abteilungen des *Amaltheus margaritatus* und des *Amaltheus spinatus*, die wir deshalb als Margaritatusschichten und als Spinatusschichten bezeichnen. Beide werden auch unter dem Namen der Amaltheenschichten zusammengefaßt.

Die Margaritatusschichten (lm²).

Bereits TERQUEM (1855) unterschied in der Umgegend von Metz und im nördlichen Lothringen über dem calcaire ocreux eine Folge geschieferter, dunkler Mergel ohne Kalkbänke, die er von unten nach oben in marnes feuilletées, marnes à ovoïdes ferrugineux und calcaire lumachelle zerlegte. JACQUOT (1868) und BRANCO (1878) haben diese Einteilung für Lothringen beibehalten, die wir in der Folge auch bei STEINMANN (1881), VAN WERVEKE (1887) und bei STUBER (1893) wiederfinden. J. SCHIRARDIN (1923) hat nachgewiesen, daß in der Umgegend von Metz diese petrographische Einteilung auch paläontologisch begründet ist.¹⁾

¹⁾ SCHIRARDIN, J.: Sur une coupe du Lias moyen près de Metz. — Bull. serv. carte géol. d'Als. et Lorr. t. I, fasc. 2, p. 117—125; Strasbg. 1923.

Auch im Luxemburger Gebiete läßt sich diese Dreiteilung nach petrographischen Merkmalen durchführen. Wir unterscheiden nach diesen von unten nach oben:

Blättrige Mergel, Mergel mit tonigen Eisenovoiden, Kalkknollen.

Da die Septarien ähnlichen Kalkknollen keinen geschlossenen Horizont bilden und nicht überall angetroffen werden, wurden sie auf der geologischen Spezialkarte mit der liegenden Abteilung vereinigt, so daß auf der Karte nur die beiden Abteilungen: Blättrige Mergel (lm^{2a}) und Mergel mit Eisenovoiden (lm^{2b}) ausgeschieden wurden.

Die Blättermergel bestehen aus grauen bis dunkelgrauen, geschiefertem, tonigen Mergeln, für welche das Fehlen von Konkretionen oder Kalkeinlagerungen bezeichnend ist.

In den höheren Lagen sind die Mergel etwas weniger geschiefert und es treten eisenschüssige Konkretionen (Ovoiden) auf, die sich nach oben hin häufen. Sie bestehen aus eisenschüssigem, feinglimmerigem, tonigem Sandstein in schaliger Absonderung, oft mit Adern und Flecken von Toneisenstein.

Die Kalkknollen oder Septarien (lumachelle) werden bis kopfgroß und sind lokal ganz mit Fossilien erfüllt oder bestehen aus einem dichten, blaugrauen, tonigen Kalk mit Kalkspatadern.

Versteinerungen sind, abgesehen von den fossilführenden Knollen im obersten Teile der Abteilung, äußerst selten. Wo also die Kalklagen der Davoeischichten fehlen und die hangenden Spinatusschichten ebenfalls mergelig entwickelt sind, ist die Abgrenzung nach unten wie nach oben hin unsicher. Die leitende Form *Amaltheus margaritatus* MONF. liegt in einer größeren Anzahl von Exemplaren (15 Stück) von Alzingen und von Bettemburg vor.

Bei den Feldaufnahmen ergaben sich einige Beobachtungen, welche die Orientierung in dieser fossilarmen Schichtenfolge erleichtern.

Westlich Bartringen, wo die Raricostaten- und Davoeischichten keine Kalkbänke einschließen, läßt sich in den Feldern die Abgrenzung zwischen fossilarmen Tonen und Margaritatusschichten durch einen lockeren, dunkeln, kalkreicheren Streifen Ackerboden einigermaßen festlegen. (Siehe bei Davoeikalk.)

Die Farbe der Margaritatusschichten ist ursprünglich dunkel, während die fossilarmen Tone sich durch lichtere Färbung von den sonst ähnlichen Gesteinen der Margaritatusschichten abheben. Doch werden durch Verwitterung diese auch nachträglich hell.

Die Blättermergel (lm^{2a}) werden mehr hellgrau bis weißlichgrau bei der Verwitterung, während die Ovoidenmergel (lm^{2b}) bräunlichgelbe Flecken zeigen. Die Eisenovoiden haben eine schalige Struktur. Bei der Verwitterung blättern sie schnell auf und zerfallen in eckige oder gekrümmte Bruchstücke. Da die mit Eisenoxyd durchsetzten Partien am widerstandsfähigsten gegen die Abnutzung und Verwitterung sind, so sammeln sich diese am stärksten an und nach starkem Regen trifft man die kantengerundeten Bruchstücke in Gräben angehäuft, wobei sie ein dem Raseneisenerz ähnliches Aussehen zeigen. Beim Beackern der Felder beobachtet man weiter in dem helleren Boden kräftige gelbe Flecken. Hier lagen die herausgewitterten Eisenovoiden. In der unteren Abteilung, den Blättermergeln, findet man weder diese Eisenflecken noch die Bruchstücke der zerfallenen Ovoiden. Für die Grenzziehung zwischen lm^{2a} und lm^{2b} muß man sich bei den seltenen Aufschlüssen meist mit diesen Merkmalen begnügen um die beiden Abteilungen zu trennen.

Die bis kopfgroßen, blaugrauen, festen Septarien im obersten Teile der Stufe lm^{2b} mit Fossilien (lumachelle) treten nur sporadisch auf. Doppelhandgroße, flache Bruchstücke daraus fand ich nördlich Dippach am Wege von Dippach nach Mamer. Auch nördlich Garnich, an der Straße nach dem Windhof, wurden über kopfgroße Kalkknollen angetroffen. An einem Feldwege zwischen Bettemburg und Abweiler fand ich bis 8 kg schwere Stücke von dichten Kalkknollen mit Calcitadern. Bruchstücke solcher Knollen treten weit zerstreut auf dem Höhenzug links der Straße Bettemburg-Kockelscheuer auf. Viele Septarien und fast kopfgroße Kalkknollen wurden beim Graben eines Brunnens am Westrande der Gemarkung « Gries » bei Berchem (etwa bei « B » von Berchem der Karte Hansen) angetroffen.

Die Mächtigkeit der ganzen Stufe ist 70 bis 80 m, davon kommen 20 bis 30 m auf die untere und 40 bis 50 m auf die obere Abteilung.

G. DEWALQUE hat die « Schiste d'Ethe » als Äquivalent der Davoei- und Margaritatusschichten aufgefaßt. Nach der « Légende du Jurassique dans la Province de Luxembourg, établie par la Commission de la Carte géologique officielle de la Belgique » vertreten die « Schiste d'Ethe » nur die Davoeischichten, während die Margaritatusschichten in sandiger Fazies entwickelt sind. Sie bestehen aus einem weichen, kalkigen Sandstein, dem macigno de Messancy, der weiter nach Westen aber wieder mergelig wird. Bereits im Südwesten unseres Gebietes sind die Margaritatusschichten, die auf der Linie Kahler—Garnich—Roedgen—Berchem untertauchen, sandig entwickelt, wie eine Tiefbohrung im Hofe der Brauerei von Niederkerschen gezeigt hat. Das Bohrloch setzt in den obersten Lagen der sandig entwickelten Spinatusschichten an und hat eine Gesamttiefe von 81 m. An Hand der Meißelproben konnte ich folgendes Profil aufstellen (4.1.36) :

- 0.00— 2.50 m, gelber, sandiger Verwitterungsboden.
- 2.50— 4.00 m, grauer, feinglimmeriger, kalkiger Sandstein.
- 4.00— 5.00 m, hellgrauer, toniger Sandstein.
- 5.00— 8.50 m, grauer, feinglimmeriger Sandstein mit Einlagen von grauem Mergel.
- 8.50—12.50 m, stark toniger, grauer Sandstein.
- 12.50—19.20 m, grauer, sandiger, geschieferter Ton.
- 19.20—21.00 m, grauer und grünlicher, lockerer Sandstein.
- 21.00—22.00 m, grünlicher, lockerer Sandstein mit wechselnden Lagen eines festen, grauen Sandsteines.
- 22.00—26.00 m, grauer, feinkörniger, lockerer Sandstein mit Einlagen eines festen, grauen Sandsteines.
- 26.00—28.00 m, grauer, feinkörniger, toniger Sandstein.
- 28.00—36.00 m, grünlichgrauer, stark toniger Sandstein.
- 36.00—44.00 m, grauer, sandiger, schieferiger Mergel.
- 44.00—48.00 m, grauer, toniger Sandstein.
- 48.00—50.00 m, Wechsellagerung von stark sandigem, tonigem Mergel mit grünlich-grauem Sandstein.
- 50.00—54.00 m, dunkelgrauer, geschieferter, sandiger Mergel mit etwas Glimmer, von 52.00 m ab Einlagen von feinkörnigem, dunkeln Sandstein.
- 54.00—58.00 m, dunkelgrauer, geschieferter, sandiger Mergel.
- 58.00—59.40 m, grünlichgrauer, wenig fester Sandstein mit Zwischenschichten von dunkelgrauem, geschiefertem, tonigem Mergel.
- 59.40—61.20 m, dunkelgrauer, toniger Mergel ; von 60.50 m ab Einlagen von festen, mergeligen Zwischenschichten.
- 61.20—65.00 m, dunkelgrauer, stark sandiger Mergel mit dünnen Zwischenschichten von lockerem, graugrünlichem Sandstein.
- 65.00—70.00 m, graugrünlicher, mittelkörniger, mergeliger Sandstein mit Zwischenlagen von grauem, sehr festen Sandstein.
- 70.00—72.00 m, graugrünlicher, lockerer, grobkörniger Sandstein.
- 72.00—73.00 m, grauer, toniger Sandstein.
- 73.00—74.50 m, grauer Mergel mit Einlagen von grauem tonigem Sandstein.
- 74.50—76.00 m, graugrünlicher, mittelkörniger, etwas toniger Sandstein.
- 76.00—77.00 m, der gleiche Sandstein, aber feinkörniger.
- 77.00—81.00 m, grauer und dunkler, geschieferter, toniger Mergel mit Einlagen von festerem, mergeligen Gestein.

Ein Pumpversuch von 24 Stunden ergab bei der Tiefe von 74 m 18 cbm Wasser pro Stunde, wobei der Wasserstand bei 10.50 m unter der Oberfläche blieb.

Der Wasserzufluß war 1938 noch der gleiche.

Sowohl die Spinatus- wie die Margaritatusschichten sind hier sandig entwickelt. Erstere reichen bis zu rund 35 m Tiefe. Nach unten hin scheinen die Margaritatusschichten in die tonige Fazies überzugehen. Das würde auch mit den Verhältnissen in Belgien stimmen, wo doch wohl ein Teil der Schiste d'Ethe zu den Mar-

garitatusschichten gehört, wie das Vorkommen des Leitfossiles *Amaltheus margaritatus* in den Schiste d'Ette zeigt (Siehe das Kapitel: Davocikalk).

Landschaftlich bilden die Margaritatusmergel weiche, lang gezogene Rücken mit Feldern und größeren Waldbeständen. Eine meist mächtige Verwitterungsdecke verhüllt jede schärfere Linie. Zwischen den Rücken ziehen sich flache, breite Talsenken hin, die wegen der Menge von angeschwemmtem, lehmigem Verwitterungsboden zu Versumpfung neigen. Viele träge Wasserläufe, oft mit eingeschalteten größeren Weihern, durchziehen die Senken. Die Weiher liegen meistens im Waldgebiet, seltener in Wiesen. Sie sind ohne Ausnahme von Menschenhand geschaffen und durch einen Damm aus Erde aufgestaute kleine Bachläufe. Einige sammelten das Wasser zum Treiben kleiner, jetzt verschwundener Mühlen, die meisten sind oder waren Fischteiche. Manche sind heute trocken gelegt oder versumpft. Einige solcher Weiher findet man auch auf den fossilarmen Tonen oder in den Posidonienschiefen. Die Wasserläufe haben meist wenig Gefälle, tragen Lauf und ändern vielfach ihre zahlreichen Windungen. Quellen fehlen vollständig. Der Boden ist zwar schwer, aber fruchtbar. Es ist der Typus der behäbigen, prosaischen Landschaft.

Die Spinatus- oder Costatusschichten (Im³).

Wie die Margaritatus- zeigen auch die Spinatusschichten eine mergelige und sandige Fazies. Die mergelige Entwicklung zieht sich aus dem nördlichen Lothringen über Bettemburg bis etwa an eine Linie, welche durch die Straße Leudelingen—Steinbrücken gegeben ist um dann allmählich in die sandige überzugehen.

Petrographisch sind die Spinatusschichten in mergeliger Fazies nicht von den Mergeln der Margaritatusschichten zu trennen. Doch gestattet das stellenweise häufige Vorkommen des leitenden Ammoniten, *Amaltheus spinatus (costatus)*, der in Bruchstücken in Gestalt weißer, phosphathaltiger Steinkerne auftritt, eine leichte Unterscheidung beider Stufen. Besonders reichlich findet man diese herausgewitterten Bruchstücke in verschiedenen Straßeneinschnitten im Walde zwischen Bettemburg und Hellingen. Das reichste Vorkommen beobachtete ich 2 km östlich Bettemburg an genanntem Wege. Die untere Grenze ist durch das Auftreten der Septarienknollen gegeben mit denen die Margaritatusschichten abschließen, wie man beispielsweise am östlichen Ausläufer des Hoselberg, am Wege von Hellingen nach Krauthem, beobachten kann. Unterhalb Abweiler, rechts und links vom Wege nach Bettemburg, findet man häufig die kopfgroßen Septarien. Auch über den Dörfern Fenningen und Hüncheringen, gegen den Rand des Bettemburger Gemeindewaldes hin, trifft man in den Feldern vielfach Bruchstücke der großen Septarien an. An Fossilien fanden sich in diesen Knollen hier jedoch nur *Gryphaea cymbium*.

Besonders zu erwähnen sind die Verhältnisse bei dem Dorfe Abweiler. In der Ortschaft selbst weisen die Septarien auf die höchsten Lagen der Margaritatusschichten hin. Gleich hinter dem Dorfe, Richtung Bettemburger Wald, sind die Felder erfüllt mit bis handgroßen Bruchstücken der *Gryphaea cymbium*. Daneben treten gelbliche, bis kopfgroße z. T. verkieselte Kalkknollen auf, die erfüllt sind mit Ammoniten und Lamellibranchier in guter Erhaltung. Am häufigsten ist *Amaltheus margaritatus* in allen Größen von 15 bis 60 mm Durchmesser; *Amaltheus spinatus* ist selten. Dazu kommen häufig vor: *Nucula cf. subglobosa* und *Mytilus cf. scalprum* Sow., sowie Bruchstücke von Seeigelstacheln. Selten sind Bruchstücke von *Gryphaea*. Nach dem weit überwiegenden Vorkommen von *Amaltheus margaritatus* sind die Schichten höchstens an die Basis der Spinatusschichten zu stellen. Auffallend ist hier jedenfalls der Unterschied in der Fossilführung. Die Margaritatusschichten sind in unserm Gebiete praktisch fossilieer, während die Spinatusschichten überall reichlich Versteinerungen führen. Es ist ein Unterschied wie zwischen den fossilarmen Tonen und den darüber folgenden Kalklagen. Wegen dieser reichen Fossilführung wurde das Vorkommen von Abweiler an die Grenze von Im^{2b} und Im³ gestellt. Am Waldrande hören die Kalkknollen unvermittelt auf und im Bettemburger Walde treffen wir nur mehr geschieferte Mergel der Margaritatusschichten an. Hier geht die Verwerfung Deutsch-Oth—Sandweiler durch.

Zu erwähnen ist noch ein Aufschluß in der mergeligen Fazies an der Straße Esch—Leudelingen nordöstlich Steinbrücken.

Hier wurde bei der 1937 durchgeführten Redressierung der Straße ein rund 80 m langer und 4.50 m tiefer Einschnitt an dem Südostrande des Plateau « Scheuerbusch » geschaffen. Auf dem Plateau selbst liegt gelber Verwitterungsboden mit Rasenerz; hin und wieder trifft man auch Knollen von kalkigem Sandstein mit Fossilabdrücken. Auf dem Plateau können wir von einem Übergang in die sandige Fazies der Spinatusschichten reden, aber in dem Einschnitt haben wir eine mergelige Entwicklung. Der Einschnitt steht in dem obersten Teil der Spinatusschichten, denn etwas südlich davon werden diese von typischem Posidonieschiefer (10¹) eingedeckt. Im Straßeneinschnitt liegt etwas Verwitterungslehm mit viel Rasenerz an der Oberkante des Einschnittes. Die Spinatusschichten bestehen aus Blättermergeln mit eingelagerten Bruchstücken von feinkörnigem, tonigem Sandstein. Fossilien wurden in den Mergeln nicht angetroffen. Doch wurden in der südlichen Fortsetzung des Höhenzuges durch welchen der Einschnitt angelegt ist, Fossilien der Spinatusschichten gefunden. Im Hangenden des Einschnittes trifft man in den Blättermergeln häufig weiße, kreidige, gut gerundete Phosphatknollen von 1.5 bis 4 cm Durchmesser. Eine im Laboratorium der öffentlichen Arbeiten ausgeführte Analyse ergab: Glühverlust = 5.10%; SiO₂ = 18.15%; Al₂O₃ = 29.22%; Fe₂O₃ = 2.70%; CaO = 17.43%; MgO = 0.18%; P₂O₅ = 27.58%. Eine weitere Analyse von Phosphatknollen aus dem gleichen Horizont am Weg² Hoerchen-Niederkerschen ergab: Unlösliche Rückstände = 23.25%; CaO = 14.61%; P₂O₅ = 23.63%; Fe = 3.25%.

Gleiche Knollen treten auch anderwärts im gleichen Horizont auf z. B. oberhalb Niederkerschen, Richtung Küntzig. Diese enthielten laut Analyse 23.12% P₂O₅.

Nordwestlich der Straße Steinbrücken—Leudelingen setzt dann bald die sandige Fazies ein. Damit schwillt auch die Mächtigkeit der Formation fast um das Doppelte an. Sandige, glimmerführende Mergel wechseln mit tonigen Sandsteinbänken ab. Die Mergel und Sandsteine sind frisch dunkel- oder grünlichgrau, auch blaugrau und verwittern hellbraun oder gelb. Nach oben werden die festen Bänke kalkreicher, oft knollig und sind meistens sehr fossilreich.

Auf der geologischen Spezialkarte wurde eine untere Abteilung, in welcher schieferige Mergel mit tonigem Sandstein abwechseln und eine obere, in welcher die festen Bänke mehr kalkig sind und vielfach knollig abge sondert sind, ausgeschieden und als Im^{3a} und Im^{3b} bezeichnet. Besonders die obere Abteilung entspricht dem Gesteinstypus, den A. DUMONT als « macigno d'Aubange » bezeichnet hat. DUMONT verstand unter macigno ein mehr oder weniger stark eisenhaltiges, feinkörniges Gestein, bestehend aus Quarzsand und Kalk von blaugrauer oder graugrüner Farbe, das oft ganz mit Fossilien erfüllt ist. Dünne Lagen von eisenhaltigem Ton oder tonigem Limonit sind zwischengeschaltet.

Die obere, festere Abteilung bildet eine gut ausgeprägte Stufe, die zwischen Dippach—Dahlem und Garnich auffällt und in welche die Wasserläufe, wie bei Oberkerschen, schluchtenartige Talstücke eingegraben haben.

Auch chemisch tritt ein Unterschied zwischen beiden Abteilungen auf. So zeigt der Sandstein von Dippach aus dem unteren Teile folgende Zusammensetzung: Glühverlust 21.8%; SiO₂ = 35.90%; Fe₂O₃ = 9.35%; Al₂O₃ = 6.50%; CaO = 23.95%; MgO = 1.12%; Alkalien = 1.40%.

Sandiger, eisenschüssiger Kalkstein von Oberkerschen: Glühverlust = 32.50%; SiO₂ = 6.20%; Fe₂O₃ = 27.90%; Al₂O₃ = 2.60%; CaO = 29.26%; MgO = 1.71%.

In der unteren Abteilung bestehen gute Aufschlüsse in den Bahneinschnitten im Großenbusch nordöstlich Bahnhof Dippach. In dem 12 m tiefen Einschnitt bei Punkt 304 der Karte Hansen, im Großenbusch, sind die Sandsteinbänke 0.20 bis 0.40 m mächtig, können aber auch bis zu 1.50 m anschwellen. Dazwischen liegen bis zu 2.50 m starke Mergellagen, denen aber immer wieder 1 bis 2 cm starke Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Die Mergel sind geschiefert, frisch graublau oder dunkelblau und verwittern braungelb. Die Sandsteine werden bei der Verwitterung schieferig (Buch). Manche Bänke sind ebenflächig, dünnplattig, von gleichmäßigem Korn mit feinem Glimmerbelag und erinnern im Aussehen an die devonischen Quarzophylladen.

Meistens sind sie aber sehr unebenflächig, wulstig und recht ungleichmäßig in ihrer Zusammensetzung und enthalten vielfach kleine Sandlinsen. Crinoidenbruchstücke sind häufig. Kohle und Glimmer trifft man oft auf den Schichtflächen. Kriechspuren sind ebenfalls häufig. Der schnelle Wechsel im Korn und in der Zusam-

mensetzung, der eingestreute Muscheldetritus und der kohlige Belag deuten auf Bildungen in einem seichten Meere hin.

Die Wechselfolge von schwach geneigten, ziemlich mächtigen Lagen von Mergeln und Sandstein bedingt, daß man auf den Äckern über den ausstreichenden Mergelbänken größere Flächen antrifft, die einen gelben, lehmigen gesteinsfreien Boden zeigen, während über den ausgehenden Sandsteinbänken sandiger Boden mit viel Lesesteinen auftritt.

Es sei noch auf eine Erscheinung hingewiesen, welche bei oberflächlicher Beobachtung über die heutige Ausdehnung der Spinatusschichten täuschen könnte.

Auf den Feldern des Zingeisberges, sowie bei Schouweiler, bei Dippach, Mamer, Garnich, kurz überall nahe dem heutigen Randgebiete der Spinatusschichten findet man gerundete, fossilführende Stücke eines grauen, dunkelblauen, auch violett angelauten tonigen Kalksteines mit Fossilien der Spinatusschichten. Daneben treten auch Knollen von Eisenerz auf, die man als Raseneisenerz ansehen möchte. Die Analyse letzterer beweist aber, daß sie ebenfalls aus den Spinatusschichten stammen (Siehe weiter unten). Es handelt sich um die letzten Verwitterungsreste einer jetzt abgetragenen Decke von Spinatusschichten, welche über den Margaritusschichten verstreut sind.

Doch verfolgen wir die erwähnten Aufschlüsse längs der Bahn weiter nach Westen. Sie bieten heute (1938) infolge einer Erweiterung des Bahnkörpers für die Anlage eines zweiten Gleises die besten Aufschlüsse in den Spinatusschichten. Bei der Überführung von Bettingen öffnet sich abermals ein rund 300 m langer, bis 10 m tiefer Einschnitt. Die Sandsteinbänke sind 0.10 bis 0.30 m, die dazwischen liegenden geschieferten Mergel 0.80 bis 1.50 m stark. In den Mergellagen treten 1 bis 5 cm starke Sandsteinbänkchen auf.

Im Einschnitt östlich des Bahnhofes Schouweiler treten wir in die obere Abteilung der Spinatusschichten. Die kalkigen Bänke werden bis zu 1.20 m mächtig und die dazwischen gelagerten Mergel sind stark von festeren, sandigkalkigen Lagen durchsetzt. Die Spinatusschichten reichen bis 10 m östlich des Stationsgebäudes und werden dann durch einen zwischen zwei Verwerfungen liegenden Graben mit Posidonienschiefer abgelöst. Die beiden Verwerfungen sind wasserführend. Der Posidonienschiefer ist in einem 3 bis 5 m tiefen Einschnitt aufgeschlossen und hält auf einer Strecke von rund 500 m bis zu km 6.365 an, wo er wieder gegen die Spinatusschichten absetzt. Wegen starken Nachbrechens wurde der Aufschluß mit Mauerwerk bekleidet. Die grabenartige Einsenkung bildet die Fortsetzung der Verwerfung von Differdingen. Der Graben wurde noch einmal bei Anlage der neuen Straße angetroffen, die im Süden um das Dorf Schouweiler herumführt. Hier ist derselbe noch 50 m breit und geht im Dorfe wieder in eine einfache Verwerfung über.

Westlich des Grabens, sowohl an der Bahn wie an der Straße, stehen wir wieder in der oberen Abteilung der Spinatusschichten. Sie bestehen aus festen, kalkig-sandigen Bänken mit viel Fossilien. Schichtenartig angeordnete Kalkknollen mit Fossilien sind zwischengelagert. Die Kalkknollen werden auch häufig in den Feldern angetroffen.

Einige weitere gute Aufschlüsse bieten die Lorenzgracht und die Pavoisgracht bei Oberkerschen, der Feldweg über « Koos » bei Fingig, der Anstieg zum Garnicherberg am Wege Garnich—Kahler und der Anstieg zum Rehberg an der Straße Kahler—Hiwingen. Sie bieten auch Einsicht in die Eisenerzführenden Zwischenschichten der oberen Spinatusschichten. Das sandigkalkige Gestein der obern Abteilung ist im allgemeinen eisenschüssig. Das Eisen kann sich lokal so anreichern, daß es zur Bildung von Eisenerzbänken kommt, die besonders in der Umgegend von Garnich, Dahlem und Hiwingen ausgebildet sind. Das Erz durchsetzt entweder in Adern und Knollen die Schichten oder ist durch das Gestein ziemlich gleichmäßig verteilt. Die Mächtigkeit der eisenerzführenden Lagen ist indessen bescheiden; sie dürfte kaum 2 m übersteigen, und ist meistens noch geringer. Zwei Industriebahnen waren bereits angelegt worden, die von der Prinz Heinrichbahn zwischen Küntzig und Oberkerschen abzweigten. Die eine verlief am Südrand des Plateaus von Garnich bis an den Garnicherberg, die andere bis an die Straße Dahlem—Dippach. Es blieb aber bei den Schürfarbeiten.

Analysen einiger Eisenerzproben aus den Spinatusschichten, ausgeführt im chemischen Laboratorium der Öffentlichen Arbeiten (1938):

Herkunft der Probe	Glühverlust	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe	P ₂ O ₅	S
Ausgewitterte Stücke nahe der Schockmühle bei Küntzig	11.00	10.80	6.05	0.59	0	50.96	0.98	0
Zwischen Dorf u. Bahnhof Oberkerschen, aus dem Gesteinsverband	27.80	13.30	2.26	21.77	Spuren	23.52	0.22	0
Ausgewitterte Stücke nördlich Schouweiler	10.72	7.76	0.70	0.20	0	55.55	1.32	0
Durchschnittsprobe aus dem Gesteinsverband am Südrand des « Schouweiler Wald »	29.40	7.96	0.30	27.27	1.23	23.07	0.89	Spuren
Durchschnittsprobe aus den Lesesteinen der Spinatusschichten bei Schouweiler.	12.90	36.87	1.74	9.80	Spuren	27.30	0.78	Spuren
Rehberg bei Garnich, Durchschnittsprobe	18.35	10.95	3.94	11.58	Spuren	38.36	1.02	0
Zwischen Dippach u. Dahlem. Einzelstücke.	7.30	13.35	5.03	0.84	0	49.84	1.25	0

Versteinerungen der Spinatusschichten.

Theocyatus cf. macra GLDF.
Pentacrinus subangularis MILL.
Leptaena Moorei DAV.
Terebratula punctata SOW.
Rhynchonella tetraedra SOW.
Rhynchonella rimosa SOW.
Rhynchonella variabilis SCHLTH.
Gryphaea cymbium LMCK.
Plicatula spinosa SOW.
Lima acuticosta GLDF.
Pecten aequivalvis SOW.
Avicula sinemuriensis D'ORB.
Avicula inaequivalvis SOW.
Avicula cygnipes Y. a. B.
Monotis substriata ZIET.
Mytilus subparallelus CH. et DEW.

Nucula subglobosa ROEM.
Ceromya Queteleti CH. et DEW.
Pholadomya Roemeri AG. (*ambigua* ROEM.)
Turbo paludinaeformis SCHÜBL.
Turbo minax CH. et DEW.

Belemnites clavatus BLAINV.
Belemnites abbreviatus MILL.
Belemnites breviformis VOLTZ.
Belemnites compressus VOLTZ.
Belemnites umbilicatus BLAINV.
Belemnites irregularis SCHLTH.
Belemnites tripartitus SCHLTH.
Belemnites paxillosus SCHLTH.
Amaltheus spinatus BRUG. (*costatus* SCHLTH.)
Lytoceras fimbriatum SOW.

Wasserführung der Spinatusschichten.

Im Gebiete der sandig-kalkigen Entwicklung bilden die Spinatusschichten einen Wasserhorizont von einer ziemlichen Bedeutung. Er liefert verschiedene starke Quellen, so in Küntzig (Menschbach und Waschbrunnen im Dorfe), Fingig, Oberkerschen, Hivingen, bei Dahlem (Grosse Bour), Linger (5 Quellen im Dorfe), Petingen.

Da die Sandsteinschichten durch starke mergelige Zwischenlagen getrennt sind und die Schichten deutlich nach SW einsinken, steht das Wasser in dem südwestlichen Gebiete der Formation unter Druck, so daß flache Bohrungen hier frei ausfließendes Wasser liefern müssen. In den Ortschaften Petingen, Linger, Ober- und Niederkerschen wurden auch vor 40 bis 50 Jahren eine größere Anzahl Flachbohrungen von 15 bis 45 m Tiefe ausgeführt, die meistens artesische Brunnen gaben. Die Wassermenge betrug bis zu 100 Liter in der Stunde. Ein Teil des Wassers war wegen Verunreinigung durch organische Substanz unbrauchbar. Alles Wasser setzte wegen des starken Gehaltes der Schichten an Eisen einen ockergelben Schlamm an. Als in Petingen eine stärkere Wassermenge für eine Badeanstalt erbohrt wurde, hörten die Brunnen in Niederkerschen auf frei auszufließen und versiegten allmählich. Heute sind die Brunnen meistens verlassen, da diese Ortschaften durch Wasserleitungen mit einwandfreiem Trinkwasser versorgt werden.

Landschaftsformen.

Über der flachwelligen, monotonen Landschaft der Margaritatusschichten erheben sich die Spinatusschichten in dem Gebiete ihrer sandigen Entwicklung mit einem deutlichen Steilrand zu einem Plateau, aus welchem die Erosion mehrere schöne Einzelberge herausgearbeitet hat, wie die Kuppe «Schulerbusch» bei Schouweiler, Rehberg und Garnicherberg bei Garnich, Koos bei Fingig, Scheuerbusch bei Sassenheim u. a. Tiefe, oft schluchtenartige Täler wie Lorenzgraecht, Meerbach, Pavoisgraecht, Wessigbach schaffen eine reiche und kräftige Gliederung. Wie beim Luxemburger Sandstein, blickt der Steilrand gegen Norden und Nordosten. Gegen Süden sinkt die Formation allmählich unter die jüngeren Stufen unter, ist aber durch das obere Alzette- und Korntal deutlich von dem Doggerplateau getrennt, das sich ebenfalls mit einem Steilrand über diesen Tälern erhebt.

Das Gestein gibt im Gebiete des Macigno einen gelbbraunen, lockeren, tiefgründigen und fruchtbaren Boden ab. Wo aber die mehr mergelige untere Abteilung austreicht, trifft man streifenweise einen sandig-lehmigen Verwitterungsboden an, der mit mehr lockern, sandig-kalkigen Bändern wechselt, was sich aus der Wechsellagerung von Mergel und kalkigem Sandstein und dem flachen, aber deutlichen Einsinken der Schichten nach SW erklärt.

DAS TOARCEN (10).

Das Toarcien entspricht dem Lias ϵ und ζ oder dem obern Lias.

Der Lias ϵ besteht aus einer rund 40 m mächtigen Folge gut geschieferter, dunkler Tone und toniger Mergel, die sich teils nach paläontologischen Merkmalen, teils durch das Auftreten von Kalkknollen in eine untere und obere Abteilung trennen lassen. Die untere Abteilung wird als Posidonien- oder Falciferenschiefer (10¹), die obere als Bifronsknollenschiefer oder Bifronsschiefer (10²) bezeichnet.

DER POSIDONIEN- ODER FALCIFERENSCHIEFER (10¹).

Der Posidonienschiefer ist ein etwas kalkhaltiger Argilit von dunkler bis schwarzer Farbe, der sich weich anfühlt und im Bereich der Verwitterungszone zu papierdünnen Schiefen aufblättert (Dachpappenschiefer, schiste-carton). Nach der Tiefe zu wird er kompakt und das scheinbar milde Gestein läßt sich schwer bearbeiten, weil die Hacke gegen das Gestein abprallt. Neben der feinen Schieferung treten zwei verschieden gerichtete Klufsysteme auf, so daß die Massen stets in einzelne Blöcke aufgeteilt sind. Nach oben klaffen diese Klüfte

etwas, in der Tiefe sind sie geschlossen, aber vorhanden. Diese Klüftung erleichtert den Abbau, besonders bei Baggararbeiten. Nahe der Oberfläche sind die aufgeblättern Schiefer lederbraun bis schmutziggelb, manchmal violett angelauten und verwittern in einen blaßgelben, schwer zu bearbeitenden Leimboden. Pyrit ist in kleinen Kristallen stets fein beigemengt. Durch sekundäre Umsetzung bildet sich bei der Oxydation des Pyrites in Verbindung mit dem Kalkgehalt des Schiefers reichlich Gips in Einzelkristallen, welche als weißer Belag die Schichtflächen bedecken und die Risse auskleiden. Die bei der Entstehung von Gips eintretende Volumenzunahme lockert das Gestein beträchtlich. Bei den chemischen Umsetzungen in der Verwitterungszone entwickeln sich oft Gase in größerer Menge, namentlich Kohlensäure und auch Schwefelwasserstoff, die sich in den Klüften anhäufen und beim Anfahren durch Brunnen austreten, so daß mehrfach Unglücksfälle vorkamen.

Gugat kommt nicht selten, aber stets nur in Linsen von höchstens wenigen cm Mächtigkeit, vor.

An der Basis der Abteilung liegt eine 0.10 bis 0.15 m starke Bank von graublauem, tonigem Stinkkalk, der bei der Verwitterung in Knollen zerfällt. Diese lagenförmig angeordneten Kalkknollen sind für die Festlegung der unteren Grenze des Posidonienschiefers gegen die Spinatusschichten in mergeliger Fazies ein wichtiges Hilfsmittel, da besonders in verwittertem Zustande beide Stufen sich schwer trennen lassen. Einen guten Leithorizont bei der Grenzziehung bilden auch die in den obersten Lagen der Spinatusschichten auftretenden weißen Phosphatknollen. Über den Kalkknollen an der Basis des Posidonienschiefers treten zwischen dem Papierschiefer 2 bis 5 mm starke Plättchen von hellem Kalkstein, oft mit genarbter Oberfläche auf. In vereinzelt Stücken fand ich unverdrückte Exemplare von *Posidonomya Bronni*. Auch Gipsplättchen gleicher Größe und Form wurden beobachtet.

Wegen der praktischen Wichtigkeit dieser Merkmale bei den Feldaufnahmen seien einige Beispiele gegeben.

Ein temporärer Aufschluß an der Straße zwischen Sassenheim und Zolver zeigte unten blaugraue, geschieferte Mergel mit 0.20 m starken Bänken von sandigem Kalkstein (Macigno). Die Schicht führt vereinzelt kleine Phosphatknollen.

Darüber folgen lagenartig angeordnete Knollen von graublauem, tonigen Kalke mit paxillosen Belemniten. Über den Knollen folgen typische Papierschiefer.

Einen gleichen Aufschluß fand ich 250 m nördlich des Arensdorfer Hof an der Straße nach Limpach. Hier tritt *Belemnites paxillosus* reichlich in den Knollen auf. Die Knollen konnte ich nach Westen hin in den Feldern bis nach Monnerich zu verfolgen. Hier fehlt jeder Aufschluß und der gelbe lehmige Verwitterungsboden verwischt die Grenze zwischen Spinatus- und Posidonienschiefer. Die Knollen lassen sich indeß als ein deutliches Band in den Feldern südlich des Hennebusch verfolgen. Gegen Osten hin, am Wege Limpach-Monnerich, zeigt ihr unvermitteltes Aussetzen eine Verwerfung an. Wichtig ist das oft reichliche Auftreten der paxillosen Belemniten. Auch für Württemberg gibt ENGEL an der Basis von Lias ϵ eine Bank von Stinkkalk mit dem gleichen Belemniten an.¹⁾ Weitere Vorkommen der Knollen beobachtete ich am Fuße des Scheuerbusches zwischen Limpach und Sassenheim, sowie bei Bettemburg. Zwischen Niederkerschen und Schouweiler sind die Knollen wenig ausgebildet, hier sind es besonders die Phosphatknollen sowie die Kalkplättchen, welche inmitten z. T. starkem Verwitterungsboden, die genauere Grenzziehung der Posidonienschiefer nach unten hin ermöglichen.

Über den basalen Kalkknollen treten in dem untern Teile der Posidonienschiefer noch eine, manchmal zwei geschlossene Kalkbänke auf. Die oberste liegt 3 bis 4 m über der Basis der Abteilung und kann bis zu 0.50 m stark werden. Auch diese, im frischen Aufschluß scheinbar geschlossene Kalkbank zerfällt bald in länglich runde Knollen mit brauner Rinde. Das anscheinend zähe Kalkgestein des ganzen Lias ϵ verwittert äußerst schnell, so daß man in den Feldern ganz selten Lesesteine des Kalkes findet. Über kopfgroße Bifronsknollen aus tonigem Kalke, die 3 bis 4 Jahre auf der Halde liegen, sind vollständig zerfallen.

Bezeichnend für die Abteilung der Posidonienschiefer in unserm Gebiete ist der Gehalt an Bitumen, der auch anderwärts weit verbreitet ist. Er ist bei uns auf die untern 10 m der Abteilung beschränkt und auch hier auf die einzelnen Lagen sehr verschieden verteilt. Höher sind die Schiefer bitumenarm oder bitumenfrei. Über

¹⁾ ENGEL, Th.: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. — 1908 p. 260.

die Bedeutung des Posidonienschiefers als bitumenführendes Gestein folgen weitere Angaben am Schlusse des Kapitels.

Gewöhnlich wird die Abteilung der Posidonienschiefer mit dem Aufhören der Bitumenführung abgeschlossen, so daß die Mächtigkeit mit 10 bis 12 m angegeben wird. Dies läßt sich aber weder petrographisch noch paläontologisch begründen. Die Schieferbildung setzte durch den ganzen Lias ϵ fort, nur scheiden sich in der obern Lage große, platte oder ellipsoidisch gerundete Knollen eines dunkelblauen, schmutziggelb bis rotgelb verwitternden Stinkkalkes aus, die « versteinerten Brote ». Sie führen an der Grenze gegen den Lias ζ den *Hildoceras bifrons* (Bifronsknollen). Die Kalkknollen führende Schichtenfolge besitzen jedenfalls eine geringere Mächtigkeit als bisher angenommen wurde.

In Schwaben tritt gegen die Mitte des Lias ϵ eine Kalkbank auf, die reichlich *Monotis substriata* führt. Diese « Monotisplatte » bildet dort eine gute Grenze zwischen der unteren und oberen Abteilung. Ansätze einer Monotisplatte sind auch bei uns lokal zu finden, doch konnte bis jetzt kein durchgehender Horizont ausgehalten werden.

In unserm Gebiete trifft man die große Varietät der *Posidonomya*, *Posidonomya Bronni* var. *magna*, massenhaft in den unteren 10 m, Die kleine Varietät *Posidonomya Bronni* var. *parva* tritt reichlich in den mittleren Lagen auf, wird aber nach oben hin selten.

Das Auftreten der *Posidonomya* gibt also keine scharfe Grenze. Auch *Coeloceras commune* ist massenhaft in den unteren Lagen des Lias ϵ , fehlt aber auch nicht im oberen Teile. Die Merkmale zur Festlegung einer scharfen Grenze zwischen unterer und oberer Abteilung fehlen also. Auf Grund der Häufigkeit von *Posidonomya Bronni* und der petrographischen Ausbildung (Einschalten von Kalkknollen) können der unteren Abteilung eine Mächtigkeit von 18 bis 20 m, der oberen von 20 bis 25 m zugeteilt werden.

Die Schiefer der unteren Abteilung sind sehr reich an Fossilien, die aber nur in den Kalken gut erhalten, in den Schiefen stets flach gedrückt sind. Besonders häufig sind die beiden Varietäten der *Posidonomya Bronni*, die aber in dem Kalkstein selten sind. Ebenso häufig ist auch *Inoceramus dubius* Sow. = *Mytilus gryphoides* SCHLTH. sp., die ebenfalls ganze Schieferplatten erfüllt, und auch in den plattigen Kalken nicht selten massenhaft auftritt. Auf den Schiefen ist sie leicht mit der großen Varietät der *Posidonomya Bronni* zu verwechseln, doch hat erstere einen länglichen, letztere einen runden Umriß und feinere Zuwachsstreifen. Von den Ammoniten trifft man auf den Schieferplatten äußerst häufig *Coeloceras commune*; auch *Harpoceras falciferum* und *serpentinum* sind häufig. Belemniten treten massenhaft in den Kalkbänken auf.

DER BIFRONSKNOLLENSCHIEFER (10⁴).

Die dünngeschiefertten, tonigen Mergel setzen aus der unteren in die obere Abteilung fort, doch ist die *Posidonomya Bronni* seltener und es treten in unregelmäßiger Anordnung Knollen von Stinkkalk, die « versteinerten Brote » auf, die manchmal reich an wohl erhaltenen Fossilien sind. Die Verteilung der Kalkknollen innerhalb der Schieferlagen ändert lokal nicht unbedeutend. Am Nordportal des Tunnels von Düdelingen war zwischen 1941 und 1943 bei Ausbesserungsarbeiten ein bis 20 m tiefer Aufschluß bloßgelegt worden, der heute größtenteils verkleidet ist. Die oberen 10 bis 12 m der Bifronsschichten waren lückenlos aufgeschlossen. Die ganze Mächtigkeit bestand aus dunkeln, dünn geschiefertten Tonen mit vereinzelt plattigen Kalklagen und mit einer einzigen Lage von kalkigen Knollen von 0.50 bis 0.60 m Durchmesser, die eine schmale Zone 2 bis 3 m unter dem Hangenden der Abteilung einnehmen. Fossilien sind hier selten in den Knollen, finden sich aber reichlich in den dünnen, linsenförmig gestreckten, kalkigen Zwischenlagen. In Esch hingegen konnte man in jetzt verschütteten Gruben, in denen die Bifronsschichten für die Herstellung von Ziegel abgebaut wurden, kleinere, länglich oder plattig gestaltete Knollen in großer Zahl finden. Sie führten reichlich Fossilien. Der Abschluß nach oben ist scharf und durch eine etwas sandige Grenzschicht gegeben, die reich an Belemniten und Ammoniten ist, darunter häufig *Coeloceras crassum*. Diese Crassusschicht konnte in unserm ganzen Gebiete nachgewiesen werden (Siehe weiter unten).

In Belgien entsprechen den Posidonienschiefern die Schistes bitumineux de Grandcour und den Bifronschiefern der untere Teil der Marnes de Grandcour à septaria.

Verzeichnis der im Luxemburger Gebiete aufgefundenen Versteinerungen des Lias z.

Posidonienschiefer.

Pflanzen :

Chondrites Bollensis ZIET.
Neocalamites elegantula P. M.
Taeniopteris sp.

Echinodermen :

Pentacrinus cingularis MILL.
Pentacrinus subangularis MILL.

Brachiopoden :

Lingula longoviciensis TERQ.
Lingula sacculus CH. et DEW.
Discina (Orbicula) papyracea SCHM.
Rhynchonella variabilis SCHLOTH.

Lamellibranchier :

Ostrea (Gryphaea) cymbium LMCK.
Ostrea (Gryphaea) obliqua GOLDF.
Plicatula spinosa SOW.
Pecten aequivalvis SOW.
Pecten contrarius BUCH.
Avicula substriata MUNST.
Avicula sinemuriensis D'ORB.
Posidonomya Bronni VOLTZ.
Posidonomya Bronni var. magna VOLTZ.
Pinna folium Y. u. B.
Mytilus subparallelus CH. et DEW.
Monotis substriata MÜNST.
Nucula cf. Hammeri DEFR.
Leda Zieteni BRAUNS.
Astarte subtetragona GLDF.
Tancredia lucida TERQ.
Inoceramus dubius SOW.

Gasteropoden :

Euomphalus minutus ZIET.
Pleurotomaria conoidea DESH.

Belemniten :

Belemnites irregularis SCHLOTH.
Belemnites incurvatus ZIET.
Belemnites Nodotianus TERQ.
Belemnites paxillosus SCHLOTH.
Belemnites tripartitus SCHLOTH.
Belemnites abbreviatus MILL.

Ammoniten :

Coeloceras commune SOW.
Phylloceras heterophyllum SOW.
Grammoceras elegans SOW.
Lytoceras fimbriatum SOW.
Harpoceras serpentinum REIN.
Harpoceras falciiferum SOW.
Lioceras complanatus BRUG.
Pseudolioceras Lythense Y. u. B.

Vertebraten :

Hybodus reticulatus AG. (Einzelzahn).
Leptolepis Bronni AG.
Tetragonolepis discus EGERT.
Ichthyosaurus sp. — Ein Exemplar von 3,12 m Länge, die hintern Flossen fehlen. Ein Exemplar von 2,05 m vollständig bis auf die Hinterflossen.
Ichthyosaurus sp. — 77 Stück Schwanzwirbel, zusammenhängend.

Versteinerungen aus den Bifronsschichten.

Pflanzen :

Versteinertes Holz.

Brachiopoden :

Lingula longoviciensis TERQ.
Discina (Orbicula) papyracea MÜNST.
Leptaena Moorei DAV.

Terebratula punctata SOW.
Rhynchonella anceps CH. et DEW.
Rhynchonella rimosa v. BUCH.
Rhynchonella variabilis SCHLOTH.

Bivalven :

Pecten aequivalvis SOW.
Avicula substriata MÜNST.

Posidonomya Bronni VOLTZ.
Inoceramus dubius SOW.
Mytilus subparallelus CH. et DEW.
Nucula amoena CH. et DEW.
Leda galathea D'ORB.
Ceromya concentrica AG.
Pleuromya unioides AG.

Gasteropoden :

Euomphalus minutus ZIET.

Ammoniten :

Coeloceras commune SOW.

Coeloceras Desplacei D'ORB.
Coeloceras Raquinianus D'ORB.
Phylloceras heterophyllum SOW.
Leioceras complanatus BRUG.
Pseudolioceras aff. Lythense Y. u. B.
Hildoceras bifrons BRUG.
Harpoceras (†rechiella) subcarinatum PRINZ.
Harpoceras (Polyplectus) bicarinatum ZIET.

Vertebraten :

Ichthyosaurus sp. — Schädel.

Landschaftlich bildet das Gebiet des Lias ϵ eine leicht gewellte Ebene, die durch flache, breite Tal-
furchen nur wenig gegliedert ist und keine größeren Höhenunterschiede aufweist. Durch Verwitterung
entsteht ein blaßgelber, lehmiger, schwerer Boden, der in den Niederungen zu Versumpfung neigt und einen
lästigen Überfluß an oberirdisch abfließendem und sich in jeder Vertiefung ansammelndem Oberflächenwasser
aufweist. Wiesen und Weiden nehmen neben dem Wald größere Flächen ein. Bei sorgfältiger Bestellung geben
Weizen und Feldbohnen gute Erträge. Raseneisenerz auf sekundärer Lagerstätte tritt vielfach in der Verwit-
terungsrinde auf. Als Baugrund verlangt der Lias ϵ bei größerer Belastung und bei Verwendung von Eisenbeton
gewisse Vorsichtsmaßregeln, namentlich die durch Ausschachtung bloßgelegten Kalknollen können wegen ihrer
leichten Verwitterbarkeit unangenehme Setzungen veranlassen. Die Grundwasserführung ist in diesem tonigen
Gestein sehr bescheiden und das Wasser wegen der Gegenwart von Pyrit und Gips zu Trink- und Haushaltungszwecken wenig geeignet. So ergab die im Laboratorium der Öffentlichen Arbeiten ausgeführte Analyse einer
Quelle, die in einem 2 m tiefen Graben an der Straße zwischen Bergem und Hoffmanns Neumühle mit Auftrieb
austrat: Temporäre Härte = 39 franz. Grade; permanente Härte = 98 franz. Grade; Rückstand bei 125 Grad
1445 mg/l; SO_3 532 mg/l entsprechend 904 mg/l Gips. Das Grundwasser bewegt sich hauptsächlich nur auf
den Klüften, welche die Schichten nach verschiedener Richtung und meist eng geschart durchsetzen und ist
daher trotz der Feinkörnigkeit des Gesteines wenig filtriert.

Technische Verwendbarkeit der Schiefer des Lias ϵ .

Die geschiefertten tonigen Mergel liefern ein gutes Material für die Herstellung von Ziegeln aller Art. In
Bettemburg geht der Abbau im unteren Teile der Posidonienschiefer noch heute in größerem Maßstabe vor
sich. In Esch wurde das Material für eine größere Ziegelfabrik aus der oberen Abteilung entnommen.

Von größerer Wichtigkeit ist aber die Frage der Möglichkeit einer wirtschaftlichen Nutzbarmachung des
Bitumengehaltes der Posidonienschiefer im Luxemburger Gebiet. Diese Frage soll nachstehend näher geprüft
werden.

DER BITUMENGEHALT DER SCHIEFER DER LIAS ϵ IN LUXEMBURG.

Die Bitumen führenden Schichten Luxemburgs, die sich gegen Süden nach Lothringen, gegen Westen nach
Belgien hin fortsetzen, nehmen den untersten Teil des Lias ϵ in einer Mächtigkeit von rund
10 m, von der oberen Grenze der Spinatusschichten an gerechnet, ein. Diese Mächtigkeit der Bitumenführung
ist bisher (bis 1943) nur für den östlichen Teil bei Bettemburg, für den Westen zwischen Schouweiler und Nieder-
kerschen durch Laboratoriumsversuche festgelegt. Dazwischen liegt eine rund 15 km sich erstreckende Zone,
über welche keine Angaben vorliegen. Da aber die Gesteinsbeschaffenheit hier durchaus die gleiche ist, darf
auch in diesem Zwischenstück die gleiche Mächtigkeit angenommen werden, so daß nach überschlägigen
Berechnungen eine allgemeine Mächtigkeit von 10 m angenommen werden darf. Diese Schichten-

folge des unteren Teiles des Lias ϵ wird in der Folge kurz als bituminöser oder Oelschiefer bezeichnet. Bei Athus setzt der bituminöse Schiefer nach Belgien fort und zieht hier noch 22 km weiter nach Westen bis nach Lamorteau, wo er in eine kalkige, bitumenfreie Fazies übergeht.

Systematische Untersuchungen über den Bitumengehalt des Posidonienschiefers in Luxemburg liegen vor von Herrn Dr. GUSTAV FABER. Sie erstrecken sich auf das Gebiet von Bettemburg im Osten und auf das Gebiet zwischen Niederkerschen und Schouweiler im Westen. Die Ergebnisse sind niedergelegt in den Arbeiten:

- (1) FABER GUSTAV: L'industrie des schistes bitumineux. — Luxembourg 1916.
- (2) Etude sur l'huile du schiste à Posidonies du Grand-Duché de Luxembourg. — Luxembourg 1924.
- (3) Contribution à l'étude du schiste bitumineux toarcien. — Revue technique lux. — année 1937, N^o 6.

Dazu stand mir zur Verfügung ein handschriftlicher Bericht:

- (4) FABER GUSTAV und BOVÉ FRANZ: Eventuelle Verwertung eines in Luxemburg vorkommenden Bitumenmergels. — Luxembourg 1941.

Von dem hart an der Luxemburger Grenze vorkommenden bituminösen Schiefer von Athus liegen Untersuchungen vor:

- (5) ASSELBERGHS E. et MERTENS E.: Les schistes bitumineux du Luxembourg belge. — Annales des Mines de Belgique, 1933, tome XXXIV, liv. 1.

Da das größere Vorkommen von Petingen-Küntzig unmittelbar hier anschließt, wurden auch die Ergebnisse dieser Arbeit berücksichtigt.

Untersuchungen über den Bitumengehalt des Schiefers im Innern des Gebirges, wo er unter größerer Bedeckung vorkommt, fehlen.

Physikalische Eigenschaften des Bitumen führenden Gesteines. Das Gestein besitzt, wie bereits erwähnt, eine ausgesprochene Schieferstruktur. Millimeterdünne Blätter von beträchtlicher Größe lassen sich, wenn das Gestein einige Zeit der Luft ausgesetzt war, leicht abheben. Lokal können die Blätter sich aber auch nur bis zu etwa $\frac{1}{2}$ cm Dicke abspalten lassen. Im frischen Aufschluß und im Innern des Gebirges ist der Schiefer aber so dicht gepackt, daß die Schieferstruktur nicht hervortritt. Dazu sind die Schichten von zwei sich kreuzenden Klüftesystemen durchsetzt, so daß sich größere, durch Klüftflächen getrennte Blöcke gebildet haben. Das Gestein ist mild und weich und läßt sich leicht mit dem Bagger ausheben, wobei die Klüftung die Gewinnung sehr begünstigt. Eine Kalkbank an der Basis, sowie eine solche gegen die Mitte, bieten zwei feste Plattformen beim Abbau, so daß beispielsweise eine 10 m hohe Wand in den Gruben der Ziegelei von Bettemburg, wo gegenwärtig der bituminöse Schiefer in großem Maßstabe zur Herstellung von Dach- und Mauerziegeln abgebaut wird, in zwei Stockwerken mit je einer festen, kalkigen Unterlage abgetragen wird. Dies erleichtert, besonders in den nassen Jahreszeiten, die Arbeit nicht wenig.

Das spezifische Gewicht des lufttrockenen Schiefers ist 1.8, der obere Heizwert beträgt 1500, der untere 1360 Kalorien (G. FABER und E. BOVÉ).

Relief der Oberfläche. Der bituminöse Schiefer nebst dem ganzen Lias ϵ bildet eine flach gewellte, gut angebaute Ebene, die durch weite, flache Talfurchen gegliedert wird. Darüber erhebt sich in flachem Anstieg die Stufe der Striatulus-Schichten und im Steilanstieg die Eisenerzformation und das aus Kalkgestein bestehende Deckgebirge des Doggers.

Die Tektonik der Lagerstätte. Das allgemeine Einfallen im Gebiete des Vorkommens des Bitumen führenden Schiefers ist 1 bis $1\frac{1}{2}$ Grad in südwestlicher Richtung. Nur lokal steigt das Einfallen bis zu 3 Grad an. Dazu ist das Gebiet in ganz flache, weitspannige Mulden und Sättel leicht aufgefaltet, die ebenfalls in der NE—SW-Richtung streichen. Das Achsengefälle dieser Faltung ist ebenfalls gleich dem allgemeinen Gefälle; die Flügel der Falten haben ebenfalls äußerst schwache Neigung von höchstens 2 bis 3 Grad gegen die Achse hin. Für den Abbau im Tagebau sind sie ohne Belang. Nur wäre bei der Ausrichtung des Abbaues unter Tage und bei der

Ableitung des Grundwassers hierauf Rücksicht zu nehmen. Wichtiger sind die Verwerfungen. Es kommen für den Abbau der bituminösen Schiefer in Betracht: 1) Die Verwerfung von Differdingen. An dieser ist der nordwestliche Flügel im Gebiete des bituminösen Schiefers um rund 10 m gesunken. 2) Die Verwerfung von Deutsch-Oth. Dieser mächtige Sprung hat bei Deutsch-Oth eine Sprunghöhe von 125 m, bei Esch sind es noch 40 m, bei Bergem 20 m. An ihr ist der nordwestliche Flügel um diesen Betrag nach oben verschoben. 3) Der Mittelsprung. Er verwirft den westlichen Flügel im Süden der Karte um 40 m, klingt aber im Gebiete des Anstehenden des bituminösen Schiefers aus. Die Menge des bituminösen Schiefers die außerhalb der Sprünge liegt, ist so groß, daß dieselben in absehbarer Zeit den Betrieb praktisch nicht beeinflussen würden.

Die Grundwasserverhältnisse sind im Anstehenden des bituminösen Schiefers nicht ungünstig. Wegen seiner dichten Beschaffenheit im unverwitterten Zustand ist das Gestein für das Wasser wenig durchlässig. Das Gebiet für Tagebau liegt vielfach über dem Niveau der Täler, so daß eine Entwässerung keine Schwierigkeiten machen würde. Bei Stollenabbau käme man natürlich bald unter die Talsohlen und das zusetzende Wasser müßte gehoben werden. Größere Wassermengen wären aber nicht zu erwarten, da über dem Bitumen führenden Schiefer eine undurchlässige Deckschicht von rund 30 m Mächtigkeit liegt, welche vor den reichlichen Wassermengen schützt, die sich in den Sandsteinen und Kalken des Doggers sammeln.

Unter einer mächtigen Bedeckung von Mergeln, Sandstein und Kalken ziehen die bituminösen Schiefer nach Süden und Westen, nach Lothringen und nach Belgien, fort. Bei einer Schachtenlage bei Deutsch-Oth in Lothringen wurde bituminöser Schiefer gleicher Beschaffenheit wie am Ausgehenden angetroffen. Doch käme für den Abbau wohl nur Tagebau in Betracht, da Stollenabbau, wegen der Beschaffenheit des Gesteines, sich schwierig gestaltet. Man beobachtet, wie an künstlichen Einschnitten längs Straßen oder Eisenbahnen, das Gestein bei Luftzutritt rasch verwittert und längs den zahlreichen Klüften zusammenbricht. Hierzu tragen auch die kräftigen chemischen Umsätze im Gestein bei, wobei der reichlich vorhandene Pyrit bei seiner Zersetzung die Bildung von Gips veranlaßt. Es wäre bei Stollenabbau eine kostspielige Verzimierung erforderlich.

Vorratsberechnung. Die Oberfläche des im Tagebau bis zum Deckgebirgsverhältnis 1 : 4 zu gewinnenden Schiefers beträgt für Luxemburg 3600 ha. Unter Berücksichtigung der zum Teil erodierten Gesamtmächtigkeit von 10 m nehmen wir eine mittlere Mächtigkeit von 8 m an. Das spezifische Gewicht des unverwitterten Gesteines in lufttrockenem Zustand ist 1.8. Das entspricht einer Vorratsmenge an tagebauwürdigem Schiefer von $36.000.000 \times 8 \times 1.8 = 518.400.000$ Tonnen.

Mineralogische Zusammensetzung des Gesteines.

Eine ältere Analyse des bituminösen Schiefers von Differdingen gibt L. VAN WERVEKE in: «Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Großherzogtums Luxemburg», Straßburg, 1887 p. 70.

Mineralbestandteile des Schiefers 83.36%.

Bitumen und H₂O = 16.51%.

Die Mineralbestandteile sind: SiO₂ = 41.98%; Al₂O₃ = 13.39%; CaO = 2.96%; MgO = 1.22%; CaCO₃ = 16.09%; Ca₃(PO₄)₂ = 0.57%; FeCO₃ = 4.91%; FeS₂ = 1.64%; CaSO₄ = 0.63%.

Neuere Analysen wurden gegen 1910 im Auftrage der Ziegelei von Bettemburg ausgeführt, welche den bituminösen Schiefer dort zur Herstellung von Ziegeln abbaut. Nachstehend diese Analysen nach Angabe von G. FABER (1) p. 35 und 38.

1) Mineralogische Zusammensetzung der Kalkbänke: SiO₂ = 23.90%; Al₂O₃ = 2.90%; Fe₂O₃ = 5.70%; Mn₃O₄ = 0.45%; CaO = 24.40%; MgO = 8.72%; P₂O₅ = 0.10%; SO₃ = 1.02%; Glühverlust 32.90%.

2) Mineralogische Zusammensetzung des Schiefers von Bettemburg.

A. Verwitterter Schiefer.

B. Unverwitterter Schiefer.

	Probe aus 0.80 m. Tiefe	Probe aus 1.00 m. Tiefe		Probe aus 3 ÷ 6 m. Tiefe	Probe aus 8 ÷ 10 m. Tiefe
SiO ₂	55.03	57.96	SiO ₂	52.96	46.73
Al ₂ O ₃	18.13	18.67	Al ₂ O ₃	16.09	16.14
Fe ₂ O ₃	5.87	10.53	Fe ₂ O ₃	4.61	4.40
CaO	7.20	1.88	CaO	7.92	16.15
MgO	1.15	0.84	MgO	1.51	2.13
P ₂ O ₃	0.28	0.30	SO ₃ + Alkal. ..	3.15	2.30
SO ₃	0.25	0.23	Glühverlust	13.76	18.15
Alkalien	0.28	0.23			
Glühverlust	11.90	9.30			

G. FABER und F. BOVÉ (4) gaben die mineralogische Zusammensetzung einer Durchschnittsprobe des Gesteines aus dem Bahneinschnitt bei Station Schouweiler der Linie Luxemburg-Petingen.

SiO₂ = 33.70%; Al₂O₃ = 11.98%; TiO₂ = 0.52%; Fe₂O₃ = 5.83%; CaO = 11.62%; MgO = 1.50%; P₂O₅ = 0.44%; MnO = 0.26%; SO₃ = 0.95%; Alkalien 2.30%; Glühverlust 30.90%; zusammen 100%.

Weitere Analysen aus einer Arbeit von ASSELBERGHS und MERTENS (5) geben Aufschluß über den bituminösen Schiefer von Athus in Belgien, hart an der Luxemburger Grenze. Dieses Vorkommen steht in unmittelbarer Verbindung mit den Vorkommen von Petingen und Küntzig.

Analysen von Proben des bituminösen Schiefers von Athus.

	Schacht Nr. 1		Schacht Nr. 2		Schacht Nr. 3		Schacht Nr. 4	Schacht Nr. 5
	Probe Nr. 3985	Probe Nr. 3987	Probe Nr. 3988	Probe Nr. 3986	Probe Nr. 4087	Probe Nr. 4074	Probe Nr. 3989	Probe Nr. 3236
1) Tiefe der Probe	2.50 m	4.30 m	4.00 m	4.60 m	zwischen 3 u. 4 m	zwischen 4 u. 5 m	zwischen 6 u. 10 m	1.50 m
2) Tiefe der Probe unter der Verwitterungszone.	0.30 m	2.80 m	0.75 m	1.35 m	—	—	—	—
3) Feuchtigkeit	1.95%	2.43%	3.30%	3.40%	5.89%	4.74%	1.55%	5.10%
4) Flüchtige Bestandteile	1.50%	13.07%	15.19%	16.60%	14.73%	10.56%	14.24%	19.40%
5) Aschen	82.29%	74.28%	76.94%	81.75%	73.85%	78.76%	77.45%	72.07%
6) Farbe der Aschen	dunkelbr.	hellbraun	hellbraun	hellbraun	rot	hellbraun	dunkelgr.	rot
7) Gesamtschwefel	8.97%	8.60%	4.69%	4.64%	2.97%	2.27%	2.55%	0.94%
8) Gesamtstickstoff	—	0.39%	0.49%	0.59%	0.43%	0.56%	0.61%	—

Destillation (Schwelung) des bituminösen Schiefers.

Die von G. FABER (1) ausgeführten Schwelversuche an bituminösem Schiefer Luxemburger Herkunft: sind in nachstehender Tabelle zusammengestellt (G. FABER (1) p. 37.

Nr. der Probe	Rohöl	Ammoniakwasser	Gas	Gesamtverlust durch Destillation	Herkunft
1	3.48%	8.49%	3.45%	15.35%	Bettemburg
2	3.82%	0.0%	0.0%	15.97%	»
3	3.04%	5.58%	2.18%	11.80%	»
4	2.54%	10.52%	3.45%	16.51%	Differdingen
5	3.75%	0.0%	0.0%	15.65%	Bettemburg
6	2.33%	6.09%	2.48%	10.90%	Differdingen
7	2.93%	10.40%	2.77%	16.10%	Bettemburg
8	3.30%	6.95%	3.75%	13.90%	Schouweiler
9	3.54%	8.97%	2.29%	14.80%	Esch
10	4.63%	7.89%	2.54%	15.06%	Noertzingen
11	5.12%	10.00%	5.48%	20.60%	Differdingen
12	2.25%	11.40%	1.05%	14.70%	Kayl
13	2.34%	10.18%	3.82%	16.34%	Differdingen
14	2.38%	12.10%	1.82%	16.30%	Petingen
15	4.40%	10.86%	2.37%	17.63%	Differdingen

Angaben über Rohölausbeute aus dem bituminösen Schiefer zwischen Niederkerschen und Schouweiler durch Schwelung finden wir bei G. FABER (3).

Bei den Untersuchungen über den Bitumengehalt der Schiefer zwischen Niederkerschen und Schouweiler wurde auch die vertikale Kontinuität der Lagerstätte untersucht. Hierbei zeigte es sich, daß in der vertikalen Richtung eines Profils durch die Lagerstätte der Bitumengehalt von einer Schicht zur andern innerhalb starker Grenzen schwankt, die im Extremfall in einem Profil von 4 m Vertikalhöhe wie 1 : 9 liegen, wenn alle 10 cm eine Einzelprobe entnommen wird. Wird aber alle 0.50 m oder gar pro m eine Einzelprobe entnommen, dann sind die Schwankungen weit geringer.

Rohölausbeute im Gebiete Niederkerschen-Schouweiler verbunden mit Untersuchungen über die vertikale Kontinuität der Lagerstätte.

Probeschacht A östlich Bahnhof Niederkerschen:

Die Proben wurden in je 1 m Abstand genommen

Bei 2.40 m Tiefe	3.2%	Rohölausbeute
» 3.40 m »	5.0%	»
» 4.40 m »	4.2%	»
» 5.40 m »	5.8%	»
» 6.40 m »	4.4%	»
Durchschnitt	4.52%	

Probeschacht C bei km 5.314 der Eisenbahn Luxemburg-Petingen.

Gesamttiefe 4 m — Proben alle 10 cm ab 0.30 m Tiefe entnommen.

	1.00 m	3.2 ⁰ / ₁₀	2.00 m	4.0 ⁰ / ₁₀	3.00 m	4.0 ⁰ / ₁₀
		2.8 ⁰ / ₁₀		5.0 ⁰ / ₁₀		1.6 ⁰ / ₁₀
		2.4 ⁰ / ₁₀		6.2 ⁰ / ₁₀		6.4 ⁰ / ₁₀
0.30 m	1.8 ⁰ / ₁₀	2.8 ⁰ / ₁₀		7.0 ⁰ / ₁₀		4.0 ⁰ / ₁₀
	3.0 ⁰ / ₁₀	3.8 ⁰ / ₁₀		5.0 ⁰ / ₁₀		3.8 ⁰ / ₁₀
	2.6 ⁰ / ₁₀	4.4 ⁰ / ₁₀		5.2 ⁰ / ₁₀		4.5 ⁰ / ₁₀
	1.2 ⁰ / ₁₀	3.2 ⁰ / ₁₀		5.7 ⁰ / ₁₀		3.1 ⁰ / ₁₀
	1.6 ⁰ / ₁₀	6.2 ⁰ / ₁₀		4.7 ⁰ / ₁₀		2.4 ⁰ / ₁₀
	1.0 ⁰ / ₁₀	8.0 ⁰ / ₁₀		9.2 ⁰ / ₁₀		1.8 ⁰ / ₁₀
	3.2 ⁰ / ₁₀	9.0 ⁰ / ₁₀		6.3 ⁰ / ₁₀		2.6 ⁰ / ₁₀
	<hr/>	<hr/>		<hr/>		<hr/>
Mittel:	2.06 ⁰ / ₁₀	4.58 ⁰ / ₁₀		5.83 ⁰ / ₁₀		3.42 ⁰ / ₁₀

Mittel aller Proben: 3.97⁰/₁₀.

Verhältnis des niedrigsten zum höchsten Gehalt 1 : 9.2.

Probeschacht K östlich Bahnhof Niederkerschen.

Gesamttiefe 4.10 m — Proben alle 10 cm ab Oberfläche entnommen.

0.10 m	1.0 ⁰ / ₁₀	1.10 m	5.2 ⁰ / ₁₀	2.10 m	7.4 ⁰ / ₁₀	3.10 m	5.4 ⁰ / ₁₀
	1.6 ⁰ / ₁₀		2.6 ⁰ / ₁₀		4.6 ⁰ / ₁₀		4.6 ⁰ / ₁₀
	3.2 ⁰ / ₁₀		2.6 ⁰ / ₁₀		6.2 ⁰ / ₁₀		4.2 ⁰ / ₁₀
	4.0 ⁰ / ₁₀		3.0 ⁰ / ₁₀		8.8 ⁰ / ₁₀		4.4 ⁰ / ₁₀
	3.4 ⁰ / ₁₀		3.2 ⁰ / ₁₀		8.6 ⁰ / ₁₀		4.4 ⁰ / ₁₀
	4.0 ⁰ / ₁₀		3.6 ⁰ / ₁₀		8.4 ⁰ / ₁₀		4.4 ⁰ / ₁₀
	3.4 ⁰ / ₁₀		4.2 ⁰ / ₁₀		7.8 ⁰ / ₁₀		3.8 ⁰ / ₁₀
	5.0 ⁰ / ₁₀		5.6 ⁰ / ₁₀		5.0 ⁰ / ₁₀		1.6 ⁰ / ₁₀
	4.2 ⁰ / ₁₀		6.0 ⁰ / ₁₀		6.4 ⁰ / ₁₀		1.6 ⁰ / ₁₀
	4.0 ⁰ / ₁₀		6.4 ⁰ / ₁₀		5.6 ⁰ / ₁₀		—
	<hr/>		<hr/>		<hr/>		<hr/>
Mittel:	3.38 ⁰ / ₁₀		4.24 ⁰ / ₁₀		6.88 ⁰ / ₁₀		3.83 ⁰ / ₁₀

Mittel aller Proben: 4.58⁰/₁₀.

Verhältnis des Mindest- zum Höchstgehalt 1 : 8.8.

Probeentnahme B bei km 5.100 der Bahn Petingen-Luxemburg.

Die Probeentnahme erfolgte von 0 bis 7.50 m im Bahneinschnitt, von 7.50 bis 11.00 m in einem Schacht unter dem Niveau der Bahn. Hier war das Liegende der bituminösen Schiefer erreicht. Die erste Probe wurde 2 m unter der Oberkante entnommen, dann folgte alle 0.50 m eine Probe. Ergebnisse der Schwelung an Rohöl in %:

2.6 — 1.6 — 3.8 — 1.6 — 2.6 — 2.6 — 2.6 — 3.8 — 3.6 — 5.0 — 4.4 — 4.0 — 4.4 — 8.2 — 6.2 — 4.0 — 2.6 — 1.2 — 1.2

Im Mittel: 3.47⁰/₁₀ Rohöl.

Verhältnis des Mindest- zum Höchstgehalt 1 : 6.9.

Probeschacht D bei km 5.456 der Bahn Petingen-Luxemburg.

(Auf halbem Wege zwischen den Bahnhöfen Niederkerschen und Schouweiler).

Probeentnahme alle 10 cm. Die obersten vier Proben im Bahneinschnitt, die tieferen in einem Schacht in der Fortsetzung des Einschnittes nach unten.

Ergebnis der Schwelung an Rohöl in %:

1.3 — 0.2 — 2.7 — 5.2 — 5.2 — 4.0 — 3.8 — 4.8 — 6.0 — 4.8 — 3.0 — 2.4 — 1.8 — 2.4 — 3.8

Im Mittel: 3.42%

Probeentnahme M bei Bahnhof Schouweiler.

Alle Proben sind im Bahneinschnitt entnommen, von je 10 cm zu 10 cm, beginnend bei 2 m unter der Oberkante bis zum Niveau des Bahnkörpers.

Bemerkung. Die Probeentnahmen M, O, P, Q liegen in dem zwischen zwei Verwerfungen eingefassten Rindenstück, unmittelbar westlich Bahnhof Schouweiler. Die Verwerfung liegt bei km 6.373, die Proben bei km 6.370. Der Übersicht halber stellen wir die Proben in Kolonnen von je 1 m gegenüber und geben auch den Mittelgehalt an Rohöl pro m vertikalen Abstand an. Alle Proben von M, O, P, Q entstammen dem Bahneinschnitt, beginnen 2.20 m unter der Oberkante und setzen bis zum Niveau des Bahnkörpers in Abständen von je 10 cm fort.

Probeentnahme M:

2.2 m	1.8%	3.00 m	3.6%	4.00 m	5.8%	5.00 m	3.4%	6.00 m	3.8%
	2.4%		3.8%		6.2%		2.6%		4.8%
	2.6%		3.4%		5.4%		4.2%		4.6%
	3.2%		4.0%		4.2%		6.6%		3.0%
	4.4		3.8%		4.6%		5.8%		
			3.6%		4.2%		5.2%		
			5.2%		4.8%		8.4%		
			5.6%		4.2%		5.6%		
			4.2%		2.6%		8.6%		
			5.2%		2.8%		7.2%		
Mittel:	2.88%		4.24%		4.48%		5.76%		4.05%

Mittel aller Proben: 4.28% Rohöl.

Probeentnahme O westlich Bahnhof Schouweiler bei km 6.450:

2.20 m	0.8%	3.00 m	4.6%	4.00 m	3.4%
	2.8%		4.2%		3.4%
	2.6%		3.8%		3.8%
	4.8%		4.6%		4.8%
	4.8%		4.2%		7.8%
	5.8%		4.2%		9.2%
	5.2%		2.8%		5.8%
	5.4%		2.8%		7.6%
			2.2%		3.2%
			3.8%		4.8%
Mittel:	4.03%		3.72%		5.38%

Mittel aller Proben: 4.4% Rohöl.

Probeentnahme P westlich Bahnhof Schouweiler bei km 6.500:

2.20 m	2.0%	3.00 m	2.6%	4.00 m	8.6%
	1.8%		2.8%		7.2%
	3.0%		2.6%		5.2%
	2.8%		3.8%		4.4%
	5.6%		3.0%		3.0%
	3.8%		3.6%		3.6%
	3.8%		3.2%		5.2%
	3.8%		4.8%		
			4.4%		
			6.6%		
Mittel:	3.33%		3.74%		5.31%

Mittel aller Proben: 4.05% Rohöl.

Probeentnahme Q westlich Bahnhof Schouweiler bei km 6.550:

2.20 m	1.0%	3.00 m	6.6%
	1.6%		4.8%
	3.2%		5.4%
	3.2%		7.2%
	5.4%		5.4%
	5.8%		5.2%
	7.6%		3.2%
	6.0%		4.2%
			4.2%
			4.2%
Mittel:	4.23%		5.04%

Mittel aller Proben: 4.68% Rohöl.

Etwa in gleicher Entfernung von Bahnhof Schouweiler und Bahnhof Niederkerschen, wo die Bahn aus der O—W-Richtung in die NE—SW-Richtung geht, liegt zwischen km 4.800 (in SW) und km 5.400 (in NE) ein großer Bahneinschnitt im bituminösen Schiefer. In diesem Bahneinschnitt wurden nun jede 10 m zwischen km 4.800 und 5.400 je eine Probe entnommen und zwar in geringer Tiefe dicht unter dem Schlackenbette der Bahn, so daß auf je 100 m Horizontalabstand 10 Proben kommen. Die Bahn hat in dem Einschnitt ein Gefälle nach SW, die Schichten fallen ebenfalls nach SW ein, aber unter etwas größerem Gefälle. So kommen also immer tiefere Lagen des bituminösen Schiefers in das Niveau des Bahnkörpers und bei km 5.300 ist das Liegende erreicht. Bei km 5.400 steht der Bahnkörper bereits in der Stufe der Schichten des Amaltheus spinatus.

Hier die Rohölausbeute der verschiedenen Proben und ihre Mittelwerte in % für je 100 m Oberflächlänge.

km 4.800 bis 4.900	km 4.900 bis 5.000	km 5.000 bis 5.100	km 5.100 bis 5.200	km 5.200 bis 5.300	km 5.300 bis 5.400	km 5.400 bis 5.460
Mittel : 6.08% $\left\{ \begin{array}{l} 4.6\% \\ 5.0\% \\ 5.6\% \\ 5.0\% \\ 5.4\% \\ 4.6\% \\ 5.4\% \\ 5.0\% \\ 5.5\% \\ 4.7\% \end{array} \right.$	4.36% $\left\{ \begin{array}{l} 4.4\% \\ 4.2\% \\ 4.0\% \\ 4.5\% \\ 4.9\% \\ 4.8\% \\ 4.4\% \\ 4.0\% \\ 4.0\% \\ 4.4\% \end{array} \right.$	4.02% $\left\{ \begin{array}{l} 4.8\% \\ 4.0\% \\ 3.4\% \\ 4.4\% \\ 4.8\% \\ 5.6\% \\ 4.4\% \\ 3.6\% \\ 2.0\% \\ 3.2\% \end{array} \right.$	2.73% $\left\{ \begin{array}{l} 3.3\% \\ 3.0\% \\ 3.0\% \\ 2.8\% \\ 2.6\% \\ 2.8\% \\ 2.4\% \\ 1.8\% \\ 2.8\% \\ 2.8\% \end{array} \right.$	4.02% $\left\{ \begin{array}{l} 2.8\% \\ 3.6\% \\ 4.2\% \\ 4.4\% \\ 3.8\% \\ 4.6\% \\ 4.6\% \\ 4.6\% \\ 3.4\% \\ 4.2\% \end{array} \right.$	5.75% $\left\{ \begin{array}{l} 4.4\% \\ 7.8\% \\ 4.8\% \\ 4.6\% \\ 6.0\% \\ 5.6\% \\ 4.0\% \\ 9.2\% \\ 5.4\% \\ - \end{array} \right.$	6.07% $\left\{ \begin{array}{l} 6.4\% \\ 6.0\% \\ 4.2\% \\ 6.5\% \\ 7.6\% \\ 7.8\% \\ 4.0\% \\ - \\ - \\ - \end{array} \right.$

Mittel aller Proben : 4.50% Rohöl.

Wir erhalten also für die bis jetzt für Luxemburg vorliegenden Schwelversuche folgende Ergebnisse an Rohöl in % :

Bettemburg : Mittel aller Versuche : 3.32%.

Niederkerschen-Schouweiler :

Mittelwert für das Profil A	—	4.52%
» » » B	—	3.97%
» » » K	—	4.58%
» bei km 5.100	—	3.47%
» für das Profil D	—	3.42%
» » » M	—	4.28%
» » » O	—	4.40%
» » » P	—	4.05%
» » » Q	—	4.68%
» bei km 4.800	—	5.08%
» » » 4.900	—	4.36%
» » » 5.000	—	4.02%
» » » 5.100	—	2.73%
» » » 5.200	—	4.02%
» » » 5.300	—	5.75%
» » » 5.400	—	6.07%

Zwei Proben entnommen an der Bahn zwischen Oberkerschen (Hautcharage) und Küntzig (Clémency) in der Nähe Bofferdanger Moor (tourbière de Hautcharage) gaben 7.8 resp. 8.8% Rohöl.

FRAKTIONIERUNG DES ROHÖLS.

G. FABER (2) gibt die Resultate der Fraktionierung von 100 ccm Rohöl aus Bettemburger Schiefer. Sie sind in der nachstehenden Tabelle zusammengestellt.

Fraktionen von 100 cbcm Rohöl von Bettemburg:		
Teilfraktionen	Volumen in cbcm	Farbe
Bis 80°	0.4	farblos
80° — 105°	0.9	hellgelb
105° — 130°	1.8	hellgelb
130° — 155°	5.7	gelb
155° — 180°	6.2	dunkles gelb
180° — 205°	6.5	» »
205° — 230°	5.0	braun, leichte grünliche Fluoreszierung
230° — 255°	8.0	braun, grün fluoreszierend
255° — 280°	8.0	dunkelbraun, grün fluoreszierend
280° — 305°	10.6	» » »
über 305° + Koks + Gas + Verluste	46.9	» » »

In ihrem unveröffentlichten Bericht kommen G. FABER und F. BOVÉ (4) zu folgendem Ergebnis über den Gehalt des bituminösen Schiefers des Gebietes Niederkerschen-Schouweiler :

« Aus einer Tonne Schiefer, der bei der Schwelung 60 Liter Rohöl liefert, könnten an handelsfertigen Produkten gewonnen werden :

- 3.1 Liter Leichtbenzin
- 1.1 » Schwerbenzin
- 13.8 » Leuchtöl
- 5.1 » Gasöl
- 22.0 » Schmieröle
- 1 kg Paraffin
- 1.6 kg Ammoniaksulfat
- 36 cbm Schwelgase

Der bei den Schwelversuchen abfallende Rückstand enthält ca 7% Kohlenstoff und stellt ein sehr armes Brennmaterial dar mit einem obern Heizwert von 650 Kalorien und einen untern von 604 Kalorien.

Schwelung (Destillation) des bituminösen Schiefers von Athus.

und Fraktionieren des gewonnenen Rohöls nach E. ASSELBERGHS und E. MERTENS (5).

Nachstehende Tabelle faßt die Ergebnisse über Athus zusammen und erleichtert den Vergleich mit den Vorkommen in Luxemburg.

BITUMINÖSER SCHIEFER VON ATHUS.

Nummer der Probe	Tiefe der Probe-entnahme in m.	Analysen					Destillation			Fraktionen					
		H ₂ O in %	Flüchtige Bestandteile in %	Aschen in %	Gesamtschwefel in %	Gesamtschwefel in %	Endtemperatur	Gas in cbm.	Rohrteer in kg.	Reinteer in kg.	Gasessenz	Leichte Öle (< 200°)	Mittelschwere Öle (200-300°)	Schweröle (> 300°)	Trockenteer.
3985	2.50	1.95	11.50	83.29	8.97	—	660°	22.0	—	35.4					
3987	4.30	2.43	13.07	74.28	8.50	0.39	630°	18.5	—	12.5	Spuren	3.5	2.5	4.0	2.5
3988	4.00	3.30	15.19	76.94	4.69	0.49	631°	25.6	111.0	74.0	0.5	13.8	12.3	11.0	7.4*)
3986	4.60	3.40	10.60	81.75	4.64	0.58	633°	10.5	66.6	36.0	0.1	21.0	12.0	3.0	sehr wenig
4087	3—4	5.89	14.73	73.85	2.97	0.43	500°	16.4	164.0	83.0					
4074	4—5	4.74	10.56	78.76	2.27	0.56	500°	14.0	120.0	66.0					
3989	6—10	1.55	14.24	77.45	2.55	0.61	636°	12.0	45.3	10.4	0.0	1.5	3.7	2.5	2.7
3236	1.50	5.1	19.4	73.75	0.959	—	500°	35.0	—	29.25	0.80	6.10	8.05	9.0	5.3

*) Dazu 22.0 kg saure Öle.

Schlußfolgerung. Auf Grund der Ergebnisse ihrer Versuche kommen FABER und BOVÉ (4) zu dem Schlusse, daß die Qualität der aus dem Rohöl hergestellten Produkte gut ist und daß sich namentlich Leichtöle und gute Schmieröle herstellen lassen. Doch ist dagegen die quantitative Seite der Frage weniger befriedigend.

Wir können hinzufügen, daß das gleiche für die Untersuchungen des bituminösen Schiefers von Athus gilt. Das Rohöl gibt auch hier gute Leichtöle, das Rohöl ist jedoch stark schwefelhaltig, die prozentuale Menge gering. Im allgemeinen scheint zwar die Menge von Osten nach Westen zuzunehmen, bleibt aber auch hier hinter andern Vorkommen, wie in Autun und Schottland, zurück. Die bis jetzt untersuchten Vorkommen umfassen indeß nur einen geringen Teil des Gesamtareals. Zwischen Bettemburg und Schouweiler bleibt immerhin ein nicht untersuchter Raum von 12 km Längserstreckung. Und über den Gehalt des Schiefers unter größerer Bedeckung besitzen wir überhaupt keine Untersuchungen. Zur endgültigen Entscheidung über die industrielle Bedeutung des bituminösen Schiefers in Luxemburg wären jedenfalls Schürfungen in den bis jetzt nicht untersuchten Gebieten zu empfehlen.¹⁾

OBERES TOARCEN = LIAS ζ = JURENASSCHICHTEN.

Ausbildung in den benachbarten Gebieten.

Dem oberen Toarcien entspricht der Lias ζ, der seit QUENSTEDT auch als Jurensisschichten bezeichnet wird. TH. ENGEL (1908 p. 274 und 278) gliedert die Jurensisschichten des schwäbischen Raumes wie folgt: Hangendes: Brauner Jura α mit *Am. opalinus*, *lineatus*; Zu unterst die Schichten des *Am. torulosus*.

Lias ζ:

Aalensismergel: *Am. aalensis*, *serrodens*, *costula*, *falcodiscus*.

Jurensiskalk: *Am. jurensis*, *radians*, *insignis*.

¹⁾ Unterdessen ist über diesen Gegenstand eine ausführliche Studie erschienen, auf welche hier hingewiesen sei:

GUSTAVE FABER: Recherches sur la possibilité d'une exploitation industrielle du schiste bitumineux dans le Grand-Duché de Luxembourg. — Publications du Service géologique de Luxembourg. Luxembourg 1947.

Radiansschichten: *Am. radians*, *jurensis*, *insignis*.

Variabilisschicht: *Am. variabilis*, *crassus*, *bifrons*.

Daneben treten auf: *Am. discoides*, *bicarinatus* und selten *Am. Raquinianus*.

Neben diesen Zonenfossilien führen die Jurensisschichten in Schwaben noch *Am. fallaciosus*, *dispansum*, *striatulus*, daneben auch Formen, welche in Lothringen in den unteren Dogger gestellt werden, so *Dumortieria striatula-costata* in einigen Varietäten, *pseudoradiosa*, *subundulatum*, *Hammatoceras subinsigne*, *Harpoceras aalense* und *subcomptum*.

Im Elsaß zeigen die Jurensisschichten in der petrographischen Ausbildung eine der schwäbischen ähnliche Entwicklung, umfassen aber in faunistischer Beziehung weniger als in Schwaben. Es fehlen nämlich Formen, welche in Schwaben einen bestimmten Horizont kennzeichnen. So fehlt der Horizont mit *Harpoceras aalense*, welche Form erst in höheren Lagen in den «Torulosusschichten» (Basis des braunen Jura α) auftritt. Unten konnte *Coeloceras crassum* noch nicht sicher nachgewiesen werden. Faunistisch zeigen sich in den Jurensisschichten des Elsaß Anklänge an Lothringen und an die westlichen Gebiete.

Nachstehende von W. JANENSCH (1902 p. 143) aufgestellte Tabelle stellt die Entwicklung der Jurensisschichten in Elsaß und Schwaben vergleichsweise nebeneinander.¹⁾

	Elsaß.	Schwaben.
Dogger α	Schichten mit <i>Trigonia navis</i> , <i>Lioc. opalinum</i> , <i>Lyt. torulosum</i> , <i>Gramm. Aalense</i> , <i>Trig. navis</i> .	Schichten mit <i>Lioceras opalinum</i> , <i>Trig. navis</i> .
	Schichten mit <i>Astarte Voltzi</i> , <i>Dum</i> , <i>radiosa</i> , <i>Gramm. cf. Aalense</i> , <i>Astarte Voltzi</i> usw.	Torulosusschichten. <i>Lytoc. torulosum</i> , <i>Lioc. opalinum</i> , <i>Astarte Voltzi</i> , usw.
Lias ζ = Jurensisschichten.	Insignisschicht. <i>Hamm. insigne</i> , <i>Harp. dispansum</i> , <i>doerntense</i> , <i>Harp. (?) Gruneri</i> , <i>Lyt. Germanii</i> , <i>jurensis</i> .	Aalensismergel. <i>Grammoc. Aalense</i> , <i>Dum. striatolocostata</i> (= (?) <i>Levesquei</i> D'ORB.), <i>Lyt. jurensis</i> , <i>Lyt. Germaini</i> .
	Fallaciosusschicht: <i>Harp. fallaciosum</i> , <i>quadratum</i> , <i>Lyt. jurensis</i> .	Jurensisbänke. <i>Lyt. jurensis</i> , <i>Hamm. insigne</i> .
	Striatulusschicht. <i>Grammoc. striatulum</i> , <i>Harp. quadratum</i> , <i>Eseri</i> , <i>Lyt. jurensis</i> .	Radiansmergel. <i>Harp. fallaciosum</i> , <i>discoides</i> , <i>Gramm. striatulum</i> , <i>Lyt. jurensis</i> .
	?	Variabilisschichten. <i>Haugia variabilis</i> (?) <i>Harp. discoides</i> , <i>bicarinatum</i> .
Lias ϵ	?	Crassusbänke. <i>Coeloc. crassum</i> , <i>Hildoc</i> , <i>bifrons</i> .
Lias e	Posidonomyenschichten	Posidonomyenschiefer

In Lothringen war der Umfang der Jurensisschichten (Lias ϵ) lange unsicher. BRANCO (1887) hielt die grauen Tone mit Phosphoritknollen und mit einer reichen Crassusfauna für den ganzen Lias ζ . Über diesen Phosphoritschichten folgt eine Erosionsdiskordanz. Die Annahme, daß die höheren Horizonte des Lias ζ , nicht zur Ablagerung kamen, schien sich hieraus zu ergeben.

Über der Erosionsfläche folgen in Lothringen mächtige Tone in gleicher petrographischer Ausbildung und mit gleicher Fauna, bestehend aus *Astarte Voltzi*, *Nucula Hausmanni*, *Cerithium armatum*, *Thecoyathus mactra*, wie

¹⁾ JANENSCH, W. 1902: Die Jurensisschichten des Elsaß. — Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. — N. F. Bd. V, Heft 23. — Straßburg 1902.

im Unterelsaß und in Schwaben. Diese Tone wurden als der gleiche geognostische Körper in den drei genannten Gebieten aufgefaßt und weil im Unterelsaß und in Schwaben diese Kleinfaua in den untersten Dogger gehört, wurde auch in Lothringen die Grenze zwischen Lias und Dogger unter diese Tone gelegt. Doch sind die Ammoniten, die mit der Kleinfaua auftreten in Lothringen andere als im Unterelsaß und in Schwaben. In letzteren Gebieten findet sich *Am. torulosus* und andere typische Formen des unteren Doggers, so daß die Lias-Doggergrenze unter die Schichten mit *Astarte Voltzi* gehört. In Lothringen hingegen tritt mit der Kleinfaua die oberliasische Form des *Am. striatulus* reichlich auf und höher folgen weitere Ammonitenformen, die in Schwaben und im Elsaß zu den typischen Vertretern der Jurensisfauna gehören.

Diese Unterschiede in der Ammonitenfauna wurden durch vertikale Wanderung und durch Persistenz erklärt, einer Auffassung, der BENECKE (1898, 1905) entgegentrat. Er wies darauf hin, daß die Schichten mit *Am. striatulus* und die darüber folgenden Schichten mit *Am. fallaciosus* in den oberen Lias gehören, weil sie Ammoniten führen, die in Schwaben und im Elsaß den oberen Lias kennzeichnen, daß aber das Auftreten der gleichen Kleinfaua in Lothringen und in Schwaben auf der Gleichheit der Fazies, also auf der Gleichheit der biologischen Lebensbedingungen, nicht aber auf Altersgleichheit der Schichten beruht, daß also die petrographisch gleichen Tone Lothringens und Schwabens nicht demselben geognostischen Körper angehören, sondern der gleichen, aber verschieden alten Fazies.

Ebenso wie im Unterelsaß folgen in Lothringen über den Schichten mit *Grammoceras striatulum* die Ammoniten der Fallicosusstufe und die Schichten mit *Hammatoceras insigne*, die im Elsaß die obere Abteilung des Lias ζ (Jurensisschichten) bilden und deshalb auch in Lothringen als Vertreter der gleichen Liasstufe aufzufassen sind.

BENECKE stützt sich für die Festlegung der Grenze zwischen Lias und Dogger auf die Ammoniten, während BRANCO, STEINMANN und VAN WERVEKE die Kleinfaua als bezeichnender für die Altersbestimmung ansehen. Die Auffassung BENECKE'S, die durch neuere Funde und Untersuchungen bestätigt wurde, ist heute allgemein angenommen. Für Einzelheiten in der Frage der Grenzziehung zwischen Lias und Dogger im nördlichen Lothringen und in Luxemburg sei verwiesen auf M. LUCIUS: Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs. — Veröffentlichung des Lux. Geol. Landesaufnahmedienstes, Bd. II, p. 302 ff., 1940 und die «Luxemburger Minetteformation» — Bd. IV, p. 12—25, 1945, derselben Veröffentlichungen.

In Lothringen folgt in der Delmer Gegend über dem Bifronsknollenschiefer ein weniger als 1 m mächtiger, grauer, durch Verwitterung bräunlicher oder gelber, fetter Ton mit Phosphoritknollen, reich an Belemniten und Ammoniten, worunter neben *Hildoceras bifrons* besonders wichtig sind: *Coeloceras crassum*, *Haugia variabilis*, *Polyplectus bicarinatus*. Darüber folgen, aber durch eine deutliche Erosionsfläche getrennt, die mächtigen dunkelblauen oder grauen Tone mit *Astarte Voltzi* und *Am. striatulus*. Diese wenig mächtigen Tone mit einer Crassusfauna sind nach und nach in ganz Lothringen bis nach Entringen hin nahe der Luxemburger Grenze, nachgewiesen worden. Bei Entringen bilden sie eine kaum 0.10 m starke Lage von dunkeln Mergeln, die mit Belemniten erfüllt sind (Belemnitenschicht).

In Luxemburg war diese Schicht bisher übersehen worden. Durch die Feldaufnahmen für die geologische Spezialkarte konnte sie in unserm ganzen Gebiete mit reicher Belemniten- und Ammonitenfauna, worunter die Leitform *Coeloceras crassum*, nachgewiesen werden, so daß heute der Anschluß an das nördliche Lothringen sichergestellt ist.

Vor dem Auffinden der Crassusschicht bildete der Lias ζ (Jurensisschichten) auf dem Luxemburger Gebiete eine recht unscharf bestimmte Zone zwischen dem Posidonienschiefer und der Erzformation. Auf der Karte von WIES (1877) ist sie überhaupt unberücksichtigt geblieben und auf der VAN WERVEKE'Schen Übersichtskarte (1887) sind Posidonienschiefer und Jurensisschichten zusammengefaßt. Da die Crassusschicht unbekannt war, bestand keine scharfe Grenze von den Posidonienschiefern zu den geschieferten Tonen mit *Am. striatulus*. Diese Unsicherheit tritt auch in den «Erläuterungen» (1887) zur Übersichtskarte deutlich hervor. Die Jurensisschichten umfassen nach den «Erläuterungen» einen etwas unbestimmten Teil der schwarzen Mergel des oberen Lias über den Bifronschichten und unter den *Astarte Voltzischichten*. Versteinerungen werden nicht gegeben. Mit den *Astarte Voltzischichten*, in denen bereits Wohnkammern von *Am. striatulus* auftreten, beginnt nach VAN

WERVEKE der Dogger. Streng genommen, verträte hier die Crassusschicht, die VAN WERVEKE unbekannt war, den ganzen Lias, ζ obwohl sie in Schwaben nur als Übergangszone von Lias ε zu Lias ζ gewertet wird.

K. LIMPACH (1901) beschrieb als Erster die lokale petrographische Ausbildung der Schichten, die wir heute als Lias ζ zusammenfassen, gab auch Mächtigkeiten an, doch fehlen die Fossilien, sowie die richtige stratigraphische Aufeinanderfolge.

N. LAUX (1921) hatte paläontologisches Material aus dem Toarcien gesammelt und auch eine stratigraphische Darstellung dieser Stufe in Arbeit, die aber leider unbekannt geblieben ist (1921, p. 2. Anmerkung).

Erst durch die Untersuchungen des geologischen Landesaufnahmediendienstes wurde, z. T. mit Hilfe des im Landesmuseum aufbewahrten paläontologischen Materials, der Nachweis erbracht, daß die Jurensisschichten im Luxemburger Gebiet, in engem Anschluß an die Lothringer Entwicklung, gut ausgebildet sind.

Der Lias ζ (Oberes Toarcien) wird wie nachstehend gegliedert, wobei aber auf der geologischen Spezialkarte die Crassusschichten nicht besonders ausgeschieden wurden.

Lias ζ	Fallaciosus-Schichten (10 ⁵)		
	Striatulus-Schichten	Striatulussandstein	10 ⁴
		Voltzimergel und -----	10 ³
	Crassus-Schicht.	Crassus-Schicht.	

Liegendes : Bifronsknollenschiefer.

1. Die Crassusschicht.

Die Crassus-Schicht wurde auf Luxemburger Gebiet zum ersten Male im Jahre 1941 bei Wiederherstellungsarbeiten am Nordportal des Düdelinger Tunnels an der Eisenbahnstrecke Luxemburg—Metz erkannt. Bei diesen Arbeiten war eine 12 bis 16 m hohe Wand in einem neuen Anschnitt bloßgelegt worden. An der Grenze der dunkeln Bifronsknollenmergel und der grauen Voltzimergel war eine etwas über eine Hand breite Schicht von dunkelgrauen, sandigen Mergel bloßgelegt worden, die durch Eiseninfiltration z. T. dunkelbraun gefärbt ist. Die Schicht ist erfüllt mit Bruchstücken von Belemniten und enthält zudem Bruchstücke von Ammoniten sowie kleine Knollen von Toneisenstein und kleine, weiße Phosphoritknollen.

Darüber folgen graue, mehr sandige, geschieferte Mergel, so daß der Farbenkontrast recht deutlich ist. Diese Mergel führen schon an der Basis Bruchstücke, selten ganze und meist zerdrückte Exemplare von *Harpoceras striatulus*, dazu ziemlich häufig *Astarte subtetragona* GLDF. *Astarte Voltzi* konnte bisher noch nicht gefunden werden.

Aus den leider nicht allzu gut erhaltenen, zahlreichen Versteinerungen konnten bestimmt werden :

<i>Hildoceras bifrons</i> BRUG.	<i>Belemnites tripartitus</i> SCHLOTH.
<i>Harpoceras radians</i> REIN. var. <i>depressum</i>	<i>Belemnites irregularis</i> SCHLOTH.
<i>Harpoceras radians</i> REIN. var. <i>compressum</i>	<i>Belemnites paxillosus</i> SCHLOTH.
<i>Harpoceras radians</i> REIN, var. <i>quadratum</i>	<i>Belemnites incurvatus</i> ZIET.
<i>Harpoceras Lythense</i> Y. u. B.	<i>Belemnites compressus</i> VOLIZ.
<i>Hammatoceras insigne</i> SCHÜBL. sp.	<i>Belemnites acuarius</i> SCHLOTH.

Ein weiteres Vorkommen der Crassusschicht wurde in einem erneuerten, 4 m hohen Bahneinschnitt nördlich vom Brucherberg, zwischen Kayl und Schiffingen, aufgefunden. Auch hier führen die sandigen, grauen Mergel, die unmittelbar über dem Bifronsknollenschiefer liegen, Rollstücke von Toneisenstein und Phosphorit-

knollen. Die Belemniten sind reichlich vertreten, die Ammoniten schlecht erhalten und so mürbe, daß sie gleich zerbröckeln. Es konnten bestimmt werden: *Hildoceras bifrons* BRUG., *Harpoceras radians* REIN. var. *compressum*, *Hammatoceras (Haugia) variabile* D'ORB., *Belemnites irregularis* SCHLOTH., *Belemnites breviformis* SCHLOTH., *Belemnites acuarius* SCHLOTH., *Astarte* sp.

Weitere Aufschlüsse wurden in der Umgebung von Zolwer festgestellt. Einer derselben liegt südlich dieser Ortschaft am Wege, der über die Höhe zu den Anlagen der Elektrizitätsgesellschaft « Sotel » führt, in einem 1 m tiefen Einschnitt, auf dem Scheitel der Höhe. Über den Bifronschichten folgen graue, eisenschüssige, sandige Mergel, etwa 0.10 m mächtig. Diese dünne Schicht führt sehr häufig Belemniten, sowie eine Breccie von Bruchstücken von *Coeloceras crassum* und *Hildoceras bifrons*, dazu flache gerollte Stücke von Toneisenstein und Phosphoritknollen. Häufig sind auch Steinkerne einer *Astarte*. Darüber liegen die geschieferten Mergel der *Astarte* Voltzi-Schichten.

Ein weiteres Ausstreichen der Crassusschicht wurde nordöstlich Zolwer, nahe der Straßenkreuzung Zolwer-Sassenheim und Zolwer-Limpach, über dem isolierten Hause, Richtung Limpach, beobachtet. In den gepflügten Feldern fiel nach einem starken Regen ein Streifen auf, bedeckt mit Phosphoritknollen und mit hellen Bruchstücken von *Coeloceras crassum*. Dazu kommen noch die erwähnten plattigen Stücke von Toneisenstein und Belemnitenbruchstücke.

Leider unterliegt eine so wenig mächtige Schicht leicht der Verwitterung oder wird von Gehängeschutt verdeckt, so daß sie nur in frischen Aufschlüssen anstehend beobachtet werden kann. Sind die Fossilien einigermaßen widerstandsfähig, dann können sie in den Feldern aufgefunden werden, wenn sich dann auch die Lage der Schicht nicht so genau lokalisieren läßt. Ein solches Vorkommen bietet beispielsweise die « Kieffeschwiese », eine flache Anhöhe nördlich der neuen Kirche von Kayl, gleich über dem dortigen Eisenbahneinschnitt. Hier wurden vor Jahren von dem Lehrer MATHIAS WELTER † Fossilien gesammelt, welche er laut seinen Aufzeichnungen N. LAUX übergab, aus dessen Nachlaß dieselben in das Landesmuseum gelangten. Es sind: *Coeloceras crassum* PHILL., *Coeloceras mucronatum* D'ORB., *Haugia Ogerieni* DUM., *Haugia* cf. *navis* DUM., *Grammoceras doerntense* DENCKM., *Denckmannia malagma* DUM.

Das Gelände ist heute meistens als Wiese angelegt. In den wenigen beackerten Feldern wurden bei den Feldaufnahmen aufgefunden: *Coeloceras crassum* PHILL., *Lytoceras fimbriatum* ZIET., *Gresslya major* AG.

Weitere Versteinerungen, herrührend aus dem Nachlasse von N. LAUX, weisen auf das Vorkommen der Crassusschicht hin, so *Coeloceras crassum*, gesammelt südlich Schifflingen, *Lytoceras cornucopiae* Y. u. B. vom « Schurl » bei Kayl, *Haugia illustris* DENCKM. und *Coeloceras* cf. *Raquinianum* D'ORB. zwischen Nörtzingen und dem Nordrande des Brucherberg, sowie letztere im « Klöppel » (Nordseite) bei Kayl.

Wichtige Folgerungen sind auch aus dem Fossilmaterial zu ziehen, das bei den Planierungsarbeiten im Clair-Chêne, zwischen Esch und Beles gesammelt wurde. Dieses rund 100 ha große Gebiet, das heute von den Hüttenanlagen Belval eingenommen wird, war ursprünglich ein welliges, bewaldetes Gelände mit flachen Rücken bis zu + 318 m und mit versumpften Senken bis zu + 298 m, wurde aber auf + 308 m eingeebnet. Von mir untersuchtes Material aus Kernbohrungen, die 1943 zur Untersuchung der Tragfähigkeit des Bodens vorgenommen wurden, zeigt die petrographischen Merkmale der Bifronsknollenschichten, sowie der Jurensisschichten, was auch durch das gegen 1900 gesammelte Fossilmaterial bestätigt wird. Gesammelt wurden *Coeloceras commune* SOW., *Hildoceras bifrons* BRUG., *Coeloceras crassum* PHILL., *Hildoceras* cf. *Levisoni* SIMPS., *Frechiella subcarinata* Y. u. B. PRINZ, *Hammatoceras (Haugia) variabilis* D'ORB., *Harpoceras radians* REIN.

Bemerkenswert ist das Vorkommen der seltenen Form *Frechiella subcarinata*, welche hier zuerst im Lothringer-Luxemburger Juraraume von J. SCHMIT-DOSING, zusammen mit *Hildoceras bifrons* gesammelt wurde, wie auch von BENECKE (1905 p. 463) bestätigt wird. Diese Form ist das Leitfossil für das Grenzgebiet von Lias ϵ - ζ für England und Nordwestdeutschland, kommt aber auch bei la Verpillière im Rhônebecken und bei Saumur am Südrande des Pariser Beckens, doch nie häufig, vor.

Funde von *Harpoceras radians* REIN., in geschieferten, stark sandigen Mergeln unmittelbar westlich Oberkorn, weisen ebenfalls auf das Bestehen der Crassus-Schicht hin.

Die Vorkommen ziehen sich in gleicher Mächtigkeit und Ausbildung mit den charakteristischen Versteinerungen von Düdelingen bis Differdingen und beweisen, daß die Crassusschicht im ganzen Luxemburger obern Liasgebiet ausgebildet ist.

Toneisensteingerölle und -geschiebe beobachtet man in der Crassus-Schicht in ganz Lothringen; sie setzen auch im Luxemburger Gebiete fort und weisen auf eine Emersion mit nachfolgender Transgression hin.

Die Analysen von weißen Fossilbruchstücken sowie von Phosphoritknollen aus der Crassusschicht bei Düdelingen, ausgeführt im chemischen Laboratorium der Öffentlichen Arbeiten (1941) ergaben:

a) Fossilbruchstücke: $\text{SiO}_2 = 9.20\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 28.42\%$; $\text{CaO} = 19.36\%$; $\text{MgO} = 1.02\%$; $\text{Fe} = 2.87\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 29.98\%$.

b) Knollen: $\text{SiO}_2 = 14.10\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.38\%$; $\text{CaO} = 26.0\%$; $\text{MgO} = 0.90\%$; $\text{Fe} = 3.92\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 23.92\%$.

Die Analyse von Phosphoritknollen aus der Crassusschicht bei Zolver, ausgeführt im Laboratorium der Hütte. « Rote Erde » in Esch ergab:

Chemische Zusammensetzung der Trockensubstanz	Probe a	Probe b
Unlöslicher Rückstand	6.10	4.54
CaO	16.11	20.56
P_2O_5	28.90	25.51
Ges. Fe	8.97	5.63
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	35.18	44.90
Überschüss. P_2O_5	9.83	1.17
» CaO	—	—

Probe a: Crassusschicht nördlich Zolver auf dem Rücken nordöstlich vom isolierten Hause Noesen.

Probe b: Crassusschicht südlich Zolver bei Punkt 320 (Karte HANSEN).

2. Die Striatulus-Schichten.

Über der Crassusschicht treten mit deutlichem Farbenwechsel wenig geschieferte, dunkelgraue Mergel mit feinsten Streifen eines gelblichgrauen oder hellgrauen, aschenweichen Sandes auf, so daß im frischen Aufschlusse die Schichten ein fein gestreiftes Aussehen haben. Die Mergel führen an der Basis bereits häufig Bruchstücke von *Harpoceras striatulum* und haben eine Gesamtmächtigkeit von rund 10 m. Da sie in Lothringen häufig *Astarte Voltzi* führen, werden sie als Voltzimergel (lo^3) bezeichnet. Sie bilden die untere Abteilung der Striatulusschichten.

Den Mergeln mischen sich dann größere und kleinere, unregelmäßige Brocken eines gelben Sandes bei, der schließlich so zunimmt, daß ein gelber, mürber, mergeliger Sandstein entsteht. Im oberen Teile treten bis über kopfgroße Knollen eines blaugrauen, sandigen Kalksteines auf, die oft gute Exemplare von *Harpoceras striatulum* einschließen. Eine 0.40 bis 0.60 m starke Bank des gleichen Gesteines, die aber nicht durchzugehen scheint, bildet den Abschluß nach oben. Die Mächtigkeit der sandigen Abteilung kann bis zu 20 m ansteigen. Sie bildet den Striatulussandstein (lo^4).

Die Fauna der Striatulusstufe ist stellenweise reich an Individuen, besonders der Ammonitenform *Harpoceras striatulum*, aber arm an Arten. Die meisten Versteinerungen unseres Gebietes stammen aus der unteren

Abteilung. Die sandigen Schichten haben nur den leitenden Ammoniten geliefert. Sowohl das, was in unserem Landesmuseum aufbewahrt wurde, als das was bei der Landesaufnahme gesammelt werden konnte, umfaßt:

<i>Astarte</i> sp. (Steinkerne)	<i>Belemnites acuaris</i> SCHLOTH.
<i>Astarte</i> cf. <i>subtetragona</i> Münst.	<i>Belemnites irregularis</i> SCHLOTH.
<i>Pholadomya decorata</i> ZIET.	<i>Harpoceras striatulum</i> SOW.
<i>Protocardia striatula</i> SOW.	

Dazu gibt VAN WERVEKE als aus dem Luxemburger Gebiet stammend (Erläuterungen, p. 71):

<i>Nucula Hausmanni</i> ROEM.	<i>Trigonia pulchella</i> AG.
<i>Leda claviformis</i> SOW.	<i>Turbo subduplicata</i> D'ORB.

Astarte Voltzi HOEN., *Cerithium armatum* GLDF., *Thecocyathus maetra* GLDF. wurden nur bei Entringen außerhalb unseres Gebietes gefunden.

Die Fallaciosus-Schichten (10⁵).

Über der Bank von graublauem Kalksandstein folgen tonige Mergel, die durch ihre dunkle Farbe und weitgehende Schieferung an die Posidonienschiefer erinnern, wenn auch die Schieferung im allgemeinen gröber ist. Es sind die etwa 10 m mächtigen Fallaciosusschichten. Sie fallen durch den Farbenkontrast gegenüber dem gelben Sandstein der oberen Striatulusschichten auf. Da sie aber von dem bis 30 m mächtigen grès supraliasique überlagert werden und wegen ihrer Undurchlässigkeit einen guten Wasserstauer unter dem genannten Sandstein bilden, sind sie meistens verrutscht und durch den Gehängeschutt bedeckt, so daß gute Aufschlüsse zu den Seltenheiten gehören. So zeigen sie sich meistens nur durch das auf ihnen auftretende Wasser, durch die Geländeform und die Vegetation an. Die zur Versumpfung neigenden, weichen Mergel bilden einen mit Weiden bedeckten, sanften Anstieg, über welchem unvermittelt der Steilanstieg des grès supraliasique sich erhebt, der meistens Wald trägt, so daß der landschaftliche Gegensatz auffällt. Im westlichen Teile des oberen Lias, gegen die französische Grenze hin, werden die dunkeln, tonigen Fallaciosusschichten sandiger und ihre Farbe ist mehr blaugrau. Da dort der Striatulussandstein oft stark tonig wird, so ist der Übergang zwischen beiden Schichten ein allmählicher, die Abtrennung weniger scharf. Aber auch hier geben zahlreiche Quellen einen Fingerzeig über den Verlauf der durchgehend unter Gehängeschutt verdeckten Mergel.

Die Fallaciosusschichten haben sich bei uns, im Gegensatz zu Lothringen, wo BENECKE (1905 p. 445) eine ziemlich reiche Fauna angibt, als arm an Versteinerungen erwiesen, woran aber auch z. T. die mangelhaften Aufschlüsse Schuld sein mögen.

Außer mehr indifferenten Bivalven wie:

<i>Gresslya major</i> AG.,	<i>Pinna opalina</i> QU.,
<i>Modiola gregaria</i> GLDF.,	<i>Pleuromya unioides</i> A. ROEM. sp.

sind bei uns an Ammoniten bis jetzt bekannt geworden:

<i>Lytoceras jurensis</i> ZIET.,	<i>Harpoceras fallaciosum</i> BAYLE,
<i>Harpoceras dispansum</i> LYC.,	<i>Harpoceras radians</i> REIN. sp.

Einige Aufschlüsse in den Jurensisschichten (Lias ζ).

Die Aufschlüsse in den Jurensisschichten sind nicht häufig und unterliegen, wegen der milden Gesteinsbeschaffenheit, einem raschen Zerfall. Den besten Aufschluß über die Aufeinanderfolge von Bifronsknollenschiefer, Crassusschicht und Voltzimergereln bot der Einschnitt am Nordportal des Tunnels von Düdelingen (1941) der aber 1943 bereits stark verwittert war. Auch die Voltzimermergel waren hier auf 6 m Höhe erschlossen. Etwas westlich vom Tunnel, an der Ostseite des Kreuzberges bei Düdelingen, war 1940 bei Anlage eines neuen Weges der mürbe, gelbe Sandstein des oberen Teiles der Striatulusschichten stellenweise gut erschlossen. An der Straße von Düdelingen nach Kayl sind in den Querwegen über dem Friedhof die Voltzimergerel, höher hinauf der Striatulussandstein, mehrfach gut aufgeschlossen. Bei den obersten Häusern von Düdelingen, unter der

« Scherr » treten in dem gelben, weichen, mergeligen Sandstein häufig feste, graublau Kalkknollen auf und über dem letzten Hause (1941) beobachtete man die 0.30 bis 0.50 m starke Bank von graublauem, sandigen Kalk, welche die Striatulusschichten abschließt. Der nun folgende 4 bis 7 m tiefe Straßeneinschnitt in der « Scherr » in der Einsenkung zwischen Haardt und Johannisberg steht in den Fallaciosusschichten, deren Hangendes durch die sanft ansteigende Fläche einer Skulpturterrasse am Süd-, Ost- und Westfuße des Johannisberges angedeutet ist.

Am Johannisberg ist die geologische Stufenfolge besonders auf der Nordseite durch die Landschaftsform gut ausgeprägt. Die Gesteinsausbildung selbst ist nur an gelegentlichen Aufschlüssen zu beobachten. Budersberg liegt auf Voltzimergerel, der sich bis gegen das letzte Haus am Berghang hinaufzieht. Gleich über diesem Hause beginnt ein unteres Band von Buchenwald, durch welchen ein Hohlweg zu einer Skulpturterrasse hinaufführt. (Der Weg, dem wir hier folgen ist der Kreuzweg, der bis zur Johanniskapelle auf dem Gipfel führt.) Im Hohlwege erscheinen in dem gelben Sandstein gelegentlich die graublauen Kalkknollen. An der Oberkante des Buchenwaldes geht die abschließende Kalkbank durch. Über dem Waldrand setzt die erwähnte, schwach ansteigende Plattform an, die aus den dunkeln, geschieferten Fallaciosusschichten herausgearbeitet ist und nur niedriges Gebüsch trägt. Der sanfte Anstieg führt zu dem obern, ebenfalls mit Buchenwald bestandenen Steilanstieg, der durch den « grès supraliasique » bedingt ist, aus welchem die eigentliche Steilkuppe des schönen Einzelberges besteht.

Ein guter, gelegentlicher Aufschluß war gegen 1940 an der Südseite des « Herrenterberg » bei Tetingen zu sehen. Hier wurde damals in dem oberen Teile des Bergabhanges ein Tagebau in der Minetteformation angelegt. Zur leichteren Förderung wurde aus dem Tagebau ein senkrechter Schacht bis in das Niveau des Tales hinunterge-teuft, der als Silo dient und der durch einen Stollen am Fuße des Steilhanges entleert wird. Der Stollen steht in den obersten Lagen des Striatulussandsteines, dann folgen :

- | | | |
|------|--|-----------------------|
| 12 m | blauschwarze Schiefermergel (Fallaciosusschichten). | } grès supraliasique. |
| 25 m | mergeliger, gelber Sandstein | |
| 5 m | mulmiger Kalksandstein mit Adern von Eisenoxydhydrat | |
| 5 m | fester Kalksandstein mit Eisenerzlagen (graues Lager). | |

Die Einzelkuppen des Zolverknapp, Letschef, Parkenberg und Ratten bieten in ihrem Aufbau und in ihren Skulpturformen das gleiche Bild wie der Johannisberg. Die petrographische Beschaffenheit des Gesteins ist die gleiche, nur die Fallaciosusschichten sind sandiger und heben sich weniger scharf gegen die hangende und liegende Sandsteinfolge ab.

Die Sandsteine der oberen Striatulusschichten treten in den flachen, feuchten, zur Versumpfung neigenden Tälern des Minettegebietes, die in die undurchlässigen Voltzi- und Bifronsschichten eingeschnitten sind, als sanft ansteigende Hügelzüge hervor, auf denen stets die alten Kerne der Ortschaften angelegt sind, da der offene Sinn der alten Bauernbevölkerung stets die trockenen Anhöhen zur Besiedelung wählte. So liegt der alte Teil mit Kirche und Schule von Kayl, Tetingen, Esch, Beles, Zolver, Differdingen, Oberkorn, Niederkorn, Rodingen auf dem Striatulussandstein.

Im Korntal treten über den Voltzimergereln und über den Fallaciosusschichten starke Quellen aus, so die Quellen der Korn im Tale « Kornsprung » oberhalb Oberkorn, in dem Dorfe Niederkorn, in Differdingen und in Rollingen.

Die Jurensisschichten setzen nach dem belgischen Luxemburg hin fort, wo sie durch den obern Teil der marne de Grandcour vertreten sind, welche nach den vorkommenden Fossilien in paläontologischer Hinsicht die Fallaciosus-, Striatulus- und Crassusschichten umfaßt.

Normal-Profil durch den Luxemburger Dogger.

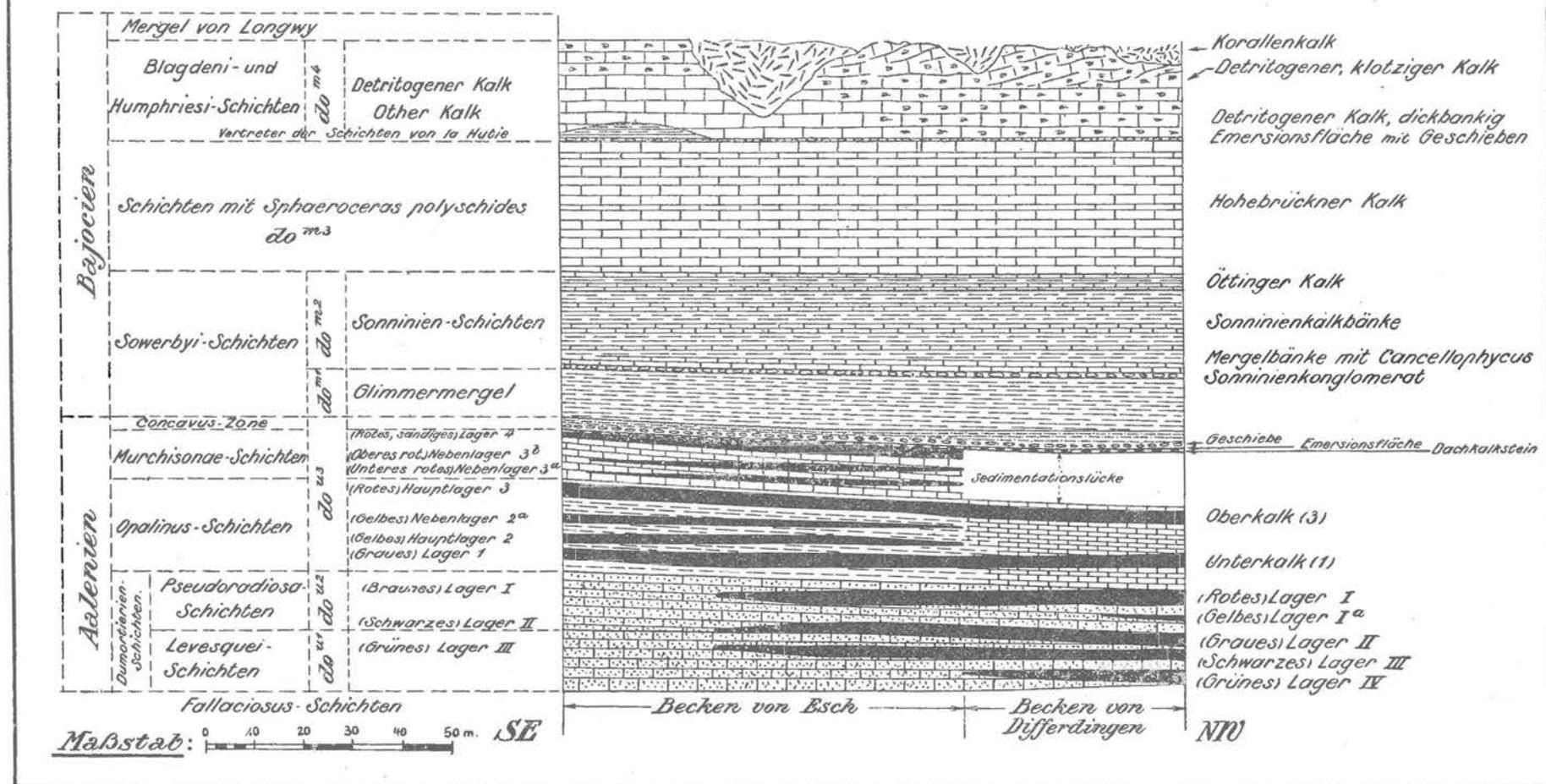


Fig. Nr. 23. — Die auf der geologischen Spezialkarte Luxemburgs durchgeführte Gliederung des Doggers ergibt sich aus diesem Normalprofil.

DER DOGGER

DIE DOGGERFORMATION UND DIE DOGGEREISENERZE DES LUXEMBURGER GEBIETES.

Der untere Dogger des Luxemburger und Lothringer Ablagerungsraumes enthält die ausgedehnten und wirtschaftlich so wichtigen oolithischen Eisenerzlager, die sogenannte « Minette », so daß naturgemäß die Besprechung derselben im Zusammenhang mit der Behandlung des Doggers erfolgt.¹⁾

Die Aufstellung einer rationellen Gliederung der Schichtenfolge des Luxemburger Doggers mit der eigentümlichen Eisenoolithfazies bot mancherlei Schwierigkeiten. Grundlegende Umstellungen in den Auffassungen mußten vorgenommen werden, ehe es gelang in der Gliederung die orographischen, petrographischen, paläontologischen und entwicklungsgeschichtlichen Eigentümlichkeiten des Gebietes zu erfassen. Als besonders fördernd erwies sich hierbei die Berücksichtigung der wichtigen Umgestaltungen, die im Sedimentationsraum zu Beginn und während der Ablagerung des Doggers vor sich gingen. Die Anlehnung der Gliederung des Lothringer-Luxemburger Untern Dogger an die schwäbischen Verhältnisse mußte zu Unstimmigkeiten führen, weil an der Wende vom Lias zum Dogger die Lothringer Furche durch eine Untiefe vom schwäbischen Raume getrennt wurde und in nähere Beziehungen zum westeuropäischen Sedimentationsraum trat. Diese Veränderungen in den Raumbeziehungen mußten sich naturgemäß auf die Faunenentwicklung auswirken.

Die ersten Versuche einer stratigraphischen Gliederung unseres Doggers lehnten sich eng an die Formen der Bodengestaltung und an die Gesteinsausbildung an.

Orographisch betrachtet bildet das Gebiet einen scharfen Steilanstieg über einem flachwelligen Hügelland, das in eine wenig gegliederte Ebene übergeht.

Über dem Steilanstieg zieht eine sanft ansteigende Terrasse zu einer oberen Steilstufe, welche den Anstieg zu der weit nach SW hinziehenden Lothringer Hochebene (plaine de Briey) bildet. Im Norden ist der obere Steilanstieg ziemlich weit zurückgewittert und durch die von Süden nach Norden gerichteten Täler stark eingebuchtet. Zwischen unterem und oberem Steilanstieg liegt hier eine breite Fläche von mergeligem Gestein. Der nach Osten blickende Steilrand verläuft fast gradlinig von Metz bis zur Nordspitze des Gintzenberg bei Düdelingen. Nur eine schmale Terrasse von Mergelgestein trennt am Gintzenberg den unteren vom oberen Steilanstieg.

Helles, teils gut gebanktes, teils klotziges Kalkgestein setzt die obere steilwandige Platte zusammen, an deren Basis sich einzelne Mergellagen einschieben, welche rasch die Kalke verdrängen. Der untere Steilanstieg wird oben durch kalkiges, unten durch mergeliges und sandiges Gestein bedingt, dem Lager von oolithischem Eisenerz, die Minette, eingelagert sind. Das flach gewellte Hügelland ist aus einem Wechsel von mergeligem und sandigem, grob geschiefertem Gestein aufgebaut, während die vorgelagerte Ebene aus dünngeschiefertem, dunkelm, z. T. bituminösem Schiefer besteht.

Diese natürlichen Abstufungen des Reliefs bedingen auch die Grundzüge der geologischen Gliederung des Gebietes. Die vorliegende Ebene umfaßt die Stufe des Posidonienschiefers (Lias ϵ). Das flachgewellte Hügelland entspricht den Jurensisschichten (Lias ζ). Der Steilanstieg selbst wird aus dem grès supraliasique und der eigentlichen Minetteformation gebildet und umfaßt genau den Unteren Dogger. Das Dach der Minetteformation,

¹⁾ Für Einzelheiten über die Luxemburger oolithische Eisenerzformation sei auf die Monographie: « Die Luxemburger Minetteformation » in Band IV der Veröffentlichungen des Luxemburger geologischen Dienstes, Luxemburg 1945, verwiesen.

die « Mergel über dem Erz » oder die « Glimmermergel » (marnes micacées) bilden die sanft ansteigende Plattform, die zur Steilstufe des sogenannten « Polypenkalkes » führt. Mit den Mergeln beginnt der Mittlere Dogger.

Diese mit dem Relief der Landschaft zusammenfallende geologische Gliederung liegt den älteren Einteilungen zu Grunde und besteht auch heute noch zu Recht. Durch die paläontologischen Merkmale wurde sie später besser begründet und verfeinert.

Die erste stratigraphische Gliederung von wissenschaftlichem Werte stammt von A. DUMONT (1842). Er teilt das Gebiet dem Bathonien zu, das dann untergeteilt wird in :

1. La marne de Grandcour. 2. L'oolithe ferrugineuse de Mont-St. Martin. 3. Le calcaire de Longwy.

Die « Marne de Grandcour » umfaßt den Posidonienschiefer sowie die Jurensisschichten. Der untere Teil der « Oolithe ferrugineuse » begreift nach der Beschreibung DUMONT's einen tonigen, etwas glimmerigen, dickbankigen oder lockeren Sandstein, entsprechend dem « grès supraliasique » späterer Autoren. Der obere Teil umfaßt die eigentlichen Eisenerzlager mit ihren Zwischenmitteln.

Der « calcaire de Longwy » entspricht dem Komplex von Kalksteinen über der Minetteformation, die in der älteren Literatur vielfach als « Polypenkalk » zusammengefaßt werden.

Obwohl DUMONT bei den andern von ihm unterschiedenen Stufen sorgfältig die technische Verwendung des Gesteines angibt, verbleibt eine solche Angabe bei der « Oolithe ferrugineuse ». Sie bildete damals ein wertloses Gestein.

Einen Fortschritt gegenüber der Einteilung DUMONT's bildet die von O. TERQUEM (1847) geschaffene, auch paläontologisch gut belegte Gliederung, welche folgende Stufen umfaßt¹⁾ :

Inferior Oolithe	{ 7 ^e assise	{	Calcaire subcompacte
			Calcaire à polypiers
			Calcaire ferrugineux
Etage supérieur du Lias	{ 6 ^e assise	{	Marnes micacées
			Hydroxyde oolithique
			Grès supraliasique
	{ 5 ^e assise	{	Calcaire gréseux
			Calcaire noduleux
			Marnes bitumineuses

Die Marnes bitumineuses entsprechen den Posidonienschiefern, der calcaire noduleux der Zone mit Am. bifrons, während der calcaire gréseux, nach der mitgeteilten Fossiliste zu schließen, nur eine sandige Ausbildung des calcaire noduleux ist, wie sie in einzelnen Gebieten Nordlothringens auftritt.

Die von O. TERQUEM geschaffene Bezeichnung « grès supraliasique » umfaßt nach der von ihm gegebenen Fossiliste unsere Striatulus-Fallaciosus- und Dumortieriensschichten, die im nördlichen Lothringen sandig entwickelt sind. Für das Luxemburger Gebiet ist die Bezeichnung « grès supraliasique » auf die Dumortierien-Schichten zu beschränken.

« Hydroxyde oolithique » ist die Bezeichnung für die Eisenerz führenden Schichten. Die « marnes micacées » bilden das Dach der Eisenerzformation. Mit ihnen schließt TERQUEM den Lias ab.

G. DEWALQUE (1851) ist bei der Einteilung von A. DUMONT geblieben, die aber mit Fossilien belegt wird.

Bei keinem der Autoren vor 1879 wird auch der Versuch gemacht, die an Versteinerungen so reiche Stufe der Eisenerzformation weiter zu gliedern, obwohl TERQUEM bereits für die überliegenden Kalke eine brauchbare Untereinteilung versucht hatte.

Die Ursache für die Vernachlässigung der stratigraphischen Durchforschung der Eisenerzformation mag z. T. in dem geringen Werte zu suchen sein, den die oolithischen Eisenerze Lothringens und Luxemburgs für die damalige Eisenindustrie besaßen. Das kommt schon in der Bezeichnung « minette » das ist petite mine, armes Erz, zum Ausdruck, im Gegensatz zu der mine de fer fort, dem Bohnerz, welches in demselben Gebiete damals

¹⁾ TERQUEM, O.: Observations sur le lias du département de la Moselle. — Metz 1847.

Gegenstand einer lebhaften Gewinnung war. Als aber das Thomasverfahren erlaubte, das aus phosphorhaltigem Erze erhaltene Roheisen zu entphosphoren und direkt in einen vorzüglichen Stahl überzuführen, erlangte die phosphorhaltige Minette für die Eisenindustrie eine gewaltige Bedeutung. Mit dem Aufschwung des Abbaues setzte auch eine Zeit vertiefter, geologischer Durchforschung der Minetteablagerungen ein, wobei die geschaffenen Stollenanlagen und Tagebaue Gelegenheit gaben die paläontologischen und lithologischen Kenntnisse bedeutend zu erweitern.

Mit der Durchforschung der Doggererzablagerungen in Deutsch-Lothringen und in Luxemburg sind besonders die Namen von W. BRANCO und E. W. BENECKE verknüpft, deren Arbeiten zwischen 1879 und 1905 liegen. Neben einer vertieften paläontologischen Durchforschung wird in diesen Arbeiten angestrebt, die in Schwaben und im Elsaß durchgeführte Gliederung auch in der eigentümlichen Faziesentwicklung der Lothringer Minetteformation anzuwenden, wiewohl beide Forscher darauf hinweisen, daß die Beziehungen zum west-europäischen Doggeraum recht enge sind.

Für die Parallelisierung mit andern Gebieten ist von den Posidonienschiefern auszugehen, weil sie in weiter Verbreitung außerhalb der Alpen einen ausgezeichneten Vergleichshorizont abgeben. Hier setzen auch die Untersuchungen von BRANCO (1879) an. Über den feinblättrigen Schiefern mit *Posidonomya Bronni* (Falciferen- oder Posidonienstufe) folgen in Lothringen und in Luxemburg gut geschieferte Tone mit großen Kalkknollen, die *Hildoceras bifrons* (Bifronsstufe) führen. Diese beiden Stufen bilden den Lias ϵ .

Darüber setzen die dunkeln, geschieferten Tone fort, nur die Kalkknollen fehlen. Diese Tone sind nach BRANCO meist fossilfrei, nur an der Côte de Delme, im südlichen Lothringen, findet sich hier häufig *Hildoceras bifrons*. Diese Schichten von Delme mit *Hildoceras bifrons* werden nun von Branco als Äquivalent der schwäbischen Jurensismergel angesehen. Dies war ein verhängnisvoller Irrtum, der zu einer langjährigen Diskussion über die Stellung und den Umfang der Jurensismergel und über die Grenze zwischen Lias und Dogger in Lothringen und Luxemburg Veranlassung gaben. Denn sowohl in Lothringen, wie in Luxemburg tritt *Hildoceras bifrons* in Kalkknollen über den Posidonienschiefern auf. Diese Kalkknollen bilden den Bifronshorizont, welcher in den Lias ϵ gehört. Hierhin sind auch die Tone der Côte de Delme zu stellen. Darüber folgt eine dünne Schicht, die neben verschwemmten *Hildoceras bifrons* auch *Coeloceras crassum* führt und welche den Übergang zum Lias ζ (Jurensisschichten) bildet. Die Crassusschicht gibt nach den neuern Untersuchungen, sowohl in Lothringen wie in Luxemburg, einen guten Orientierungshorizont ab.

Darüber treten in den sich gleichbleibenden Mergeln dann *Astarte Voltzi*, *Cerithium armatum* und *Turbo duplicata*. Sie bilden eine Kleinfaua, die sich in Schwaben und im Elsaß in Schichten findet, welche dort daneben auch *Lytoceras torulosum* führen und daher von OPPEL als TORULOSUSZONE bezeichnet wurden. Mit der Torulosuszone beginnt aber in Schwaben der Dogger und deshalb läßt BRANCO mit dem Auftreten von *Astarte Voltzi* auch in Lothringen und Luxemburg den Dogger beginnen, obwohl hier mit der Kleinfaua nicht *Am. torulosus*, sondern *Harpoceras striatulum*, eine typische Form der schwäbischen Jurensisstufe, vorkommt. Nach den Ammoniten sind wir also im Lias, nach der Kleinfaua im Untern Dogger. Um diesen Widerspruch zu beseitigen, wurde von BRANCO ein Hinaufgreifen von schwäbischen Ammonitenformen des Lias in den Lothringer Dogger angenommen.

Später fand BENECKE (1898) in Lothringen über den Striatulusschichten weitere Ammonitenformen, welche in Schwaben in dem oberen Teile des Lias ζ auftreten. Um diese Anomalie der Faunenvergesellschaftung zu erklären, mußte nun entweder ein viel auffallenderes Hinaufgreifen von schwäbischen liasischen Ammoniten in den Lothringer Dogger angenommen werden als BRANCO tat oder die geologische Position der erwähnten Kleinfaua in Lothringen war zu revidieren. BENECKE (1898, 1901, 1905) wies nach, daß letzteres zutrifft. Er legte die Grenze zwischen Lias und Dogger über die von ihm aufgestellte Stufe der Fallaciosusschichten, die BRANCO überhaupt unbekannt war.

Über den Fallaciosusschichten beginnen auch die tiefsten Eisenerzlager. Sie liegen also nach BENECKE's Grenzziehung an der Basis des Untern Doggers, nach BRANCO aber bereits im oberen Teil des braunen Jura α der schwäbischen Einteilung. Weil BRANCO von einer fehlerhaften Basis ausging, mußten aus diesem Grunde die Erzlager zu hoch gestellt und der Vergleich mit der schwäbischen Zonengliederung schon aus dieser Ursache unsicher werden.

Die von BRANCO aufgestellte Gliederung des Untern Dogger ergibt sich aus nachstehender Tabelle :
 Gliederung des Untern Doggers Deutsch-Lothringens nach W. BRANCO (1879 p. 148)

Einteilung. OPPEL und QUENSTEDT.	DEUTSCH-LOTHRINGEN.			
Grenzschrift β — γ Subzone des <i>A. Sauzei</i>	Sch. m. <i>Harp. Sowerbyi</i> u. <i>Gryph. sublobata</i>	Kalke oder Mergel Kalke mit eingesprengten Körnern von Eisenerz.		
Brauner Jura β Zone des <i>A. Murchisonae</i>	Sch. m. <i>Harp. Murchisonae</i> u. <i>Pholadomya reticulata</i>	Oberregion	Im Norden Mergel	Im Süden Mergel
		Unterregion	Oberste Flöze des Eisenerzes. Sandstein vom Signalberg z. T.	Kaum vorhanden
Brauner Jura α pars. Zone der <i>Trig. navis</i>	Sch. m. <i>Gryphaea ferruginea</i> u. <i>Trig. navis</i>	Oberregion	Unterste Flöze des Eisenerzes. Sandstein vom Signalberg z. T.	Eisenerz
		Unterregion	Sandstein	Sandstein Tone
? Fossilarme Tone über den <i>Torulosis</i> -Schichten	Sch. m. <i>Harp. striatulum</i>	Oberregion	Tone	Tone
Brauner Jura α pars. Zone des <i>A. torulosus</i>		Unterregion	Tone	Tone
LIAS ζ Zone des <i>A. jurensis</i>	Meist fossilarme Tone. Reich an Versteinerungen an der Côte de Delme (<i>Harp. bifrons.</i>)			

Hierzu ergeben sich folgende Bemerkungen :

1) Schichten mit *Am. striatulus*.

Die Unterregion entspricht den Voltzimergele unserer Einteilung, die Oberregion, die ebenfalls tonig entwickelt ist, unserm Striatulussandstein z. T.

2) Schichten mit *Gryphaea ferruginea* und *Trigonia navis*.

Die Unterregion wird durch Sandstein gebildet, der einem Teil des grès supraliasique im Sinne TERQUEM's entspricht. In der untersten Grenzregion des Sandsteines tritt noch *Am. striatulus* auf. Andere Ammoniten werden nicht gegeben. Die Unterregion bildet das Liegende der Eisenerzformation, aus welcher damals als tiefstes Lager das schwarze bekannt war. *Gryphaea ferruginea* und *Trigonia navis* treten in der Unterregion nicht auf.

Die Oberregion umfaßt den obern Teil des grès supraliasique und führt die tieferen Erzlager (schwarzes und graues Lager). *Gryphaea ferruginea* ist häufig, *Trigonia navis* selten. Andere Leitfossilien sind : *Harpoceras opalinum*, *Harpoceras subcomptum*, *Harpoceras aalense*, *Gervilleia Hartmanni*.

3) Schichten mit *Harpoceras Murchisonae* und *Pholadomya reticulata*.

Die Unterregion umfaßt die obern Eisenerzflöze, die rotkalkigen Lager, sowie das rote, sandige Lager, Leitfossilien sind : *Harpoceras Murchisonae*, *Lima Leesbergi*, *Trigonia similis*.

Die Oberregion begreift die Mergel über dem Erze (marnes micacées) mit den Leitfossilien *Harpoceras Murchisonae*, *Belemnites breviformis*, *Pholadomya*.

BRANCO war sich der Schwierigkeiten wohl bewußt, die sich einer vollständigen und genauen Gleichstellung dieser Schichtenreihen mit den OPPEL'schen Zonen entgegenstellen und sich aus der Eigenart der Entwicklung des Lothringer Doggers ergeben. Er lehnte sich an die schwäbischen Verhältnisse an, weil er eben einen Vergleich des Lothringer Doggers mit bekannten Verhältnissen aufstellen wollte, betonte jedoch: «Ich möchte aber schon hier ausdrücklich hervorheben, daß ich nicht die Ansicht gewonnen habe, als sei der Lothringer Dogger dem schwäbischen besonders ähnlich entwickelt. Es scheinen im Gegenteil Beziehungen verschiedener Art zu dem englischen zu bestehen.» (1879, p. 4—5.)

BRANCO weist hier deutlich auf den Weg hin, der allein zu einer befriedigenden Lösung der Frage einer rationellen Gliederung der Schichten des Lothringer-Luxemburger Doggers führen kann. Nur wenn die erdgeschichtliche Entwicklung des Sedimentationsraumes berücksichtigt wird, kann eine Einteilung geschaffen werden, die den natürlichen Verhältnissen entspricht. Im Lias zeigt die Entwicklung in Lothringen so viele übereinstimmende Merkmale mit Schwaben, die nur durch ungestörte und leichte Verbindungen zwischen dem Lothringer und südwestlichen Raum erklärt werden können. Für die Grenzzeit zwischen Lias und unterem Dogger weisen hingegen viele Merkmale darauf hin, daß in dieser Zeit engere Beziehungen zu dem damals entstehenden Pariser Becken, zu England und zu Nordwestdeutschland als zu Schwaben bestanden.

BENECKE (1898, 1905) hat, wie bereits erwähnt, in zwei wichtigen Arbeiten die Grenzziehung zwischen Lias und Dogger in Lothringen berichtigt und eine paläontologisch feinere und weitgehendere Gliederung der Eisenerzformation versucht. Er hat auch darauf hingewiesen, daß gegen Abschluß des obern Lias ζ sich in dem Gebiet westlich der Vogesen engere Beziehungen zum Westen als zum Elsaß und zu Schwaben angebahnt hatten. Die Ungleichartigkeit der Faunenentwicklung hüben und drüben wird durch eine trennende untermeerische Schwelle zwischen dem schwäbisch-elsässischen und dem Lothringer Sedimentationsraum erklärt, eine Auffassung, die auch noch heute zu Recht besteht. Doch eine wichtige Schlußfolgerung, die BENECKE nicht zieht ist die, daß bei der Gliederung des Lothringer Doggers mit den eingelagerten Eisenerzen nicht von den Verhältnissen in Schwaben, sondern vom Pariser Becken und von England auszugehen ist, eben weil die Lothringer Furche zu einem Randgebiete des westeuropäischen Jurameeres geworden war. BENECKE versucht, wie BRANCO und VAN WERVEKE, immer in erster Linie einen Vergleich mit den Verhältnissen im Elsaß und in Schwaben.

Auf Grund seiner Untersuchungen stellt BENECKE (1905) folgende Gliederung des obern Lias und des untern Doggers auf:

Dogger ▼ Lias ▲	Schichten mit <i>Bel. gingensis</i> und <i>Gryphaea sublobata</i> . Mergel mit Knollen.	Sowerbyschichten.
	Schichten mit <i>Harpoc. Murchisonae</i>	Rotes sandiges Lager.
	Schichten mit <i>Dumortieria subundulata</i> und <i>Lioceras opalinum</i> .	Rotes, kalkiges Lager. Rotes Lager (Oberkorn). Gelbe Lager und graues Lager Braunes Lager (Deutsch-Oth, Esch).
	Schichten mit <i>Dum. Levesquei</i>	Schwarzes Lager (Oberkorn).
	Schichten mit <i>Harpoc. fallaciosum</i>	Lias ζ.
	Schichten mit <i>Harpoc. striatulum</i>	Lias ζ.
	Schichten mit <i>Hildoc. bifrons</i> und <i>Coeloceras crassum</i>	Lias ε.
	Schichten mit <i>Harpoc. falciferum</i> und <i>Posid. Bronni</i>	Lias ε.

Aber auch bei dieser Gliederung ergibt sich keine völlige Übereinstimmung mit dem schwäbischen Raume. Bereits im Lias ζ (Jurensisschichten) treten Unstimmigkeiten mit der schwäbischen Entwicklung auf. Die Jurensisschichten schließen in Schwaben mit den Aalensismergeln ab. Das Leitfossil dieses Horizontes, *Harpoceras aalense*, kommt auch in Lothringen vor, tritt aber erst höher auf, nämlich in den Schichten mit *Dumortieria Levesquei* und geht bis in den oberen Teil der Opalinus-Schichten hinauf. Neben den Formen, welche in Lothringen den Lias ζ (Jurensisschichten) kennzeichnen, umfaßt dieser in Schwaben außer *Harpoceras aalense* auch noch *Harpoceras subcomptum*, sowie mehrere Arten der Gattung *Dumortieria*, so *Dumortieria striatulo-costata*, *Dumortieria Munieri*, *Dumortieria pseudo-radiosa*, *Dumortieria subundulata*, *Dumortieria suevica*, alles Formen, die in Lothringen zum Unteren Dogger gestellt werden.

Logischerweise haben daher die lothringer und französischen Geologen seit TERQUEM den Sandstein, in welchem diese Formen in Lothringen auftreten, als « Grès supraliasique » bezeichnet und auch noch die Erzformation selbst zum Lias bezogen. Grès supraliasique und die Erzformation bildeten also den obersten Teil des Toarcien, welcher Teil aber wegen seines selbständigen paläontologischen Charakters später als eigene Stufe, das Aalenien, vom Toarcien abgetrennt wurde. Darüber folgt mit den Sowerbyschichten das Bajocien, mit welchem der Dogger begann.

Und doch muß über den BENECKE'schen Fallaciosusschichten in der Gliederung der Jurabildung ein wichtiger Schnitt gelegt werden. Über den Fallaciosusschichten tritt nämlich unvermittelt und in reicher Entfaltung die kryptogene Gattung der Dumortierien auf, die durch *Dumortieria Levesquei* vertreten ist, während die andern Dumortierienarten seltener sind. In Schwaben fehlt *Dumortieria Levesquei*; sie wird hier, wenn auch weniger reichlich, durch *Dumortieria striatula-costata* vertreten. An die untere Grenze der Schichten mit *Dumortieria Levesquei* verlegt nun BENECKE die Lias-Doggergrenze. Hier tritt auch das tiefste Eisenerzlager des Luxemburger Gebietes auf und liegt auch der Fuß des untern Steilanstieges. Die Grenze ist also orographisch, petrographisch und faunistisch gut bestimmt.

Aber mit dieser sinngemäßen Grenzziehung sind die Schwierigkeiten der Gegenüberstellung der lothringer und schwäbischen Doggerschichten nicht behoben. Die hauptsächlichsten Unterschiede sind folgende:

Die der *Dumortieria Levesquei* nahestehende Form *Dumortieria striatulo-costata* kommt in Schwaben mit einigen andern Dumortierien zusammen in den obersten Jurensisschichten vor. In Lothringen tritt *Dumortieria Levesquei*, begleitet von andern Dumortierienformen, worunter auch *Dumortieria striatulo-costata*, erst über den Jurensisschichten auf. *Harpoceras aalense* tritt in Lothringen ebenfalls erst über den Jurensisschichten, zusammen mit *Dumortieria Levesquei* auf und geht viel höher hinauf als in Schwaben. *Dumortieria subinsigne*, ein typisches Unterdoggerfossil Schwabens tritt auch in Lothringen in dem gleichen Horizont auf, aber hier vergesellschaftet mit den Dumortierien, die ihrerseits in Schwaben nicht bis in diesen Horizont heraufreichen.

Man kann also beim Vergleich der Ammonitenfauna Schwabens und Lothringens im Unteren Dogger gruppieren wie man will, eine durchgehende Grenzlinie läßt sich nicht ziehen. Auf der einen oder andern Seite treten stets Widersprüche auf. Zu Gunsten der von BENECKE vorgenommenen Grenzziehung zwischen Lias und Dogger kann man nur sagen, daß sie auf der Ebene der geringsten Widersprüche liegt.

Es ist nun gewiß kein Zufall, daß diese Abweichungen in der Ammonitenvergesellschaftung, die in Lothringen auftreten, auch für das Rhônebecken, das Pariser Becken, England und Nordwestdeutschland, verglichen mit Schwaben, Geltung haben. Dies beweist, daß gegen Ende des obern Lias der lothringisch-luxemburgische Sedimentationsraum in engere Beziehungen zu den westlichen und nordwestlichen Gebieten Mitteleuropas trat, während die Verbindungen mit dem schwäbischen Jurameer sehr erschwert waren. Daraus ergibt sich aber auch, daß die in westlichen Gebieten auf der Entwicklung ihrer Fauna begründete Gliederung auch im Luxemburg-Lothringer Raum anzuwenden ist. Eine Gliederung der entsprechenden Ablagerungen Lothringens und Luxemburgs mit den Eisenerzlagern läßt sich demnach nur zwanglos in Anlehnung an die westlich der Vogesen für diesen geologischen Zeitabschnitt geltende durchführen und diese kommt am besten in der von E. HAUG (1892) revidierten Stufe des Aalenien zum Ausdruck.¹⁾

¹⁾ HAUG, E.: Sur l'étage aalénien. — Bull. soc. géol. de France, 3 série, t. XX, p. CLXXIV, 1892.

Das Aalenien umfaßt nach HAUG 4 Unterabteilungen oder Zonen: Dumortierien-Zone, Opalinus-Zone, Murchisonae-Zone, Concavus-Zone.

Die untere Grenze des Aalenien fällt mit der Lias-Doggergrenze, die obere mit dem Abschluß des Untern Doggers im Sinne von BENECKE zusammen. Sie ist im Luxemburg-Lothringer Gebiet orographisch und paläontologisch klar ausgedrückt.

Vergleicht man die von BENECKE vorgenommene Gruppierung mit der Zoneneinteilung des Aalenien, so ist es auffallend, wie wenig die von ihm zusammengestellten Gruppen der Gliederung des Aalenien entsprechen. Die Dumortierien, welche eine auf die unterste Zone beschränkte Familie bilden, werden auseinandergerissen und zum Teil mit *Lioceras opalinum* zusammengestellt, mit welcher Form sie nichts gemein haben. *Dumortieria subundulata* ist bereits im schwarzen Lager von Esch bekannt und steht also zu hoch. Die Concavuszone wird nicht erwähnt, obgleich *Lioceras concavum* einen gut umgrenzten Horizont durch das ganze Minettegebiet von Esch bis nach Nancy einnimmt.

Für die Zahl und Aufeinanderfolge der Eisenerzlager übernimmt BENECKE, wenn auch mit Vorbehalt, ein von VAN WERVEKE aufgestelltes Idealprofil (1905 p. 28). Es umfaßt von oben nach unten nachstehende Lager:

10) Rotsandiges Lager, 9) Oberes rotkalkiges Lager, 8) Unteres rotkalkiges Lager (Rotes Lager von Esch), 7) Rotes Lager von Oberkorn, 6) Gelbes Lager von Düdelingen, 5) Gelbes Lager von Algringen, 4) Graues Lager, 3) Schwarzes Lager von Oberkorn, 2) Braunes Lager, 1) Schwarzes Lager von Esch.

Nicht erwähnt sind in diesem Profil die grünen Lager, die damals kaum ausgebeutet wurden.

BENECKE stellte aber bereits das braune Lager über die schwarzen.

Nach dem paläontologischen Inhalt ergibt sich nach BENECKE folgende geologische Position der Erzlager:

Das Liegende der Erzformation wird von dunkeln Mergeln mit *Harpoceras fallaciosum* gebildet (Fallaciosusschichten). Darüber folgt mergeliger Sandstein, der « grès supraliasique » mit dem Leitfossil *Dumortieria Levesquei* (Levesqueischichten).

Das grüne Lager ist das tiefste der Minetteformation. Es gehört entweder dem untersten Teile der Levesqueischichten an, kann auch lokal an der Grenze von Levesquei- und Fallaciosusschichten auftreten.

In den Levesqueischichten liegen auch die schwarzen Lager. Sie führen als wichtige Ammonitenformen: *Dumortieria Levesquei*, *Dumortieria striatulo-costata*, und *Dumortieria subinsigne*, ferner *Dumortieria suevica*, *Harpoceras dispansum*, *Harpoceras subcomptum*, *Harpoceras cf. aalense*. *Harpoceras dispansum* tritt bereits in den Fallaciosusschichten auf, ist aber auch aus dem schwarzen Lager von Réhon bei Longwy bekannt.

Die Stellung des braunen Lagers bleibt bei BENECKE unsicher. In der Arbeit von 1901 gibt er nach der Sammlung LEESBERG für das braune Lager folgende bezeichnenden Ammoniten: *Dumortieria pseudoradiosa*, *Dumortieria subundulata*, *Dumortieria Bleicheri*. In seiner Arbeit von 1905 fehlen diese Formen. Dort finden wir für das braune Lager: *Dumortieria Kochi*, *Dumortieria suevica*, ferner *Harpoceras subcomptum*, *Harpoceras fluitans*, *Harpoceras aalense*.

Die Fossilliste von 1901 zeigt die deutliche Zugehörigkeit des braunen Lagers zu der Dumortieriengruppe. Auf Grund der Fossilliste von 1905 gruppiert BENECKE das braune Lager, wenn auch mit Vorbehalt, mit dem grauen, mit dem es nichts zu tun hat. Denn selbst die revidierte Fossilliste von 1905 spricht nicht für diese Zusammenstellung. *Dumortieria Kochi* steht den ältern Dumortierien nahe und fehlt dem grauen Lager, auch *Dumortieria suevica* ist auf die tieferen Lager beschränkt. Das Auftreten beider Formen spricht also für die Zugehörigkeit des braunen Lagers zu der Dumortieriengruppe. *Harpoceras subcomptum* ist eine durchgehende, wenig charakteristische Form, die bereits in den tieferen Levesqueischichten erscheint und bis in das rote Lager von Esch hinaufgeht. Nur *Harpoceras fluitans* tritt zuerst im braunen Lager auf, geht aber bis in das rote Lager von Esch hinauf.

Dieser Wechsel in der Auffassung der geologischen Position des braunen Lagers bei BENECKE ist schwer verständlich und befriedigte ihn selbst wenig (1905 p. 451, 456). Veranlaßt wurde derselbe dadurch, daß BENECKE, einer irrümlichen Gleichstellung des grauen Lagers mit einer am Stürzenberg westlich Diedenhofen

auftretenden fossilführenden Muschelbank zuliebe, die sicheren Tatsachen, die ihm in den Fossilien der Sammlung LEESBERG gegeben waren, einer Hypothese wegen außer Acht ließ. Dieser Irrtum in der für die paläontologische Erforschung der lothringisch-luxemburgischen Eisenerzformation so wichtigen Arbeit von BENECKE (1905) erwies sich für die rationelle Gliederung so hemmend, daß darauf näher eingegangen werden muß.

Die Minettelager sind, im Grunde genommen, eine fremde Einschaltung in der normalen Entwicklung der Schichtenfolge. Von dieser ist natürlich auszugehen und bei der stratigraphischen Gliederung der Minetteformation ist anzugeben, in welchem Horizonte der normalen Ausbildung ein gegebenes Eisenerzlager sich einschleibt.

Am Stürzenberg bei Diedenhofen ist der ganze untere Dogger als Sandstein mit Mergeln und eingeschalteten Muschelbänken ausgebildet. In halber Höhe tritt eine Muschelbank im Hangenden eines mürben, braunen, mit Brauneisenadern durchzogenen Gesteines auf. Nach VAN WERVEKE (1901 p. 207) entspricht diese Muschelbank dem Dach des grauen Lagers. Dieser Auffassung schließt sich BENECKE, wenn auch mit etwas Bedenken an (1905 p. 455). Die Muschelbank führt häufig *Dumortieria pseudoradiosa*, *Dumortieria Bleicheri*, *Dumortieria subundulata*, während die das graue Lager kennzeichnenden Formen wie *Hammatoceras lotharingicum*, *Oxynoticeras affine*, *Oxynoticeras compressum*, besonders aber die Leitform *Harpoceras opalinum* fehlen. Obwohl diese Tatsache auch BENECKE auffallend erscheint, (1905 p. 455) zieht er nicht den nahe liegenden Schluß, daß die betreffende Muschelbank nicht dem Dache des grauen Lagers gleichzustellen sei und daß *Dumortieria subundulata* und *Harpoceras opalinum*, die nicht in der gleichen Schichtenfolge zusammen vorkommen, auch nicht für eine Gruppenbezeichnung zusammengestellt werden dürfen.

Befremdend bleibt es, daß BENECKE die Ammoniten *Dumortieria subundulata*, *Dumortieria pseudoradiosa*, *Dumortieria Bleicheri*, die er noch 1901 nach dem Material der Sammlung LEESBERG im braunen Lager angibt, 1905 darin wegläßt, auch in keinem andern Lager bringt, sondern in einer besondern Rubrik «Fauna des Muschelkalk am Stürzenberg» (1905 p. 453) zusammenstellt. Trotzdem wird *Dumortieria subundulata* als bezeichnend für die Gruppe des grauen und der rotkalkigen Lager, einschließlich der gelben und des roten Lagers von Oberkorn erwähnt (1905 p. 567—568). Auch *Dumortieria pseudoradiosa* fehlt in der Fossiliste des grauen Lagers, wird aber an anderer Stelle (1905 p. 458) als eine im grauen Lager häufige Form bezeichnet. Anderwärts (1905 p. 367—368) gibt BENECKE zu, daß diese Form auch im roten Lager von Oberkorn häufig ist, weshalb dieses dem grauen Lager anzuschließen sei. Er bedauert, daß er nicht *Dumortieria pseudoradiosa* statt *Dumortieria subundulata* als Gruppenbezeichnung gewählt hat, weil *Dumortieria pseudoradiosa* eine der häufigsten Formen sei.

Aber auch hiermit wären die Widersprüche, die sich aus der unnatürlichen Zusammenstellung von *Harpoceras opalinum* und *Dumortieria subundulata* sowie aus der Vereinigung des braunen, grauen, der gelben und verschiedenen roten Lagern zu einer Gruppe ergeben, nicht behoben gewesen. Dadurch, daß BENECKE die Angaben aus der Sammlung LEESBERG nicht berücksichtigte und die Muschelbank als dem grauen Lager entsprechend, auffaßte, stellte er die als Gruppenfossil gewählte Dumortierienform zu hoch, ob er nun *Dumortieria pseudoradiosa* oder *Dumortieria subundulata* wählte. Beide Formen erscheinen zum ersten Male über dem schwarzen Lager von Esch und setzen in das braune Lager fort, in welchem sie ihre Hauptverbreitung haben und erreichen das graue Lager von Esch nicht.

Die Dumortierien bilden in unserm Gebiete eine gut begrenzte und abgeschlossene Gruppe, die nicht auseinandergerissen werden darf. Sie charakterisieren auch eine ganz bestimmte, natürliche Gruppe von Eisenerzlager, die im Teilgebiet von Esch unter dem grauen Lager liegen, im Teilgebiet von Differdingen aber über das graue Lager hinausgehen, eben weil beide «grauen Lager» nur den Namen, nicht aber die geologische Position miteinander gemein haben. Nicht ohne wesentlichen Einfluß auf den Irrtum BENECKE's dürfte deshalb auch die damalige Auffassung der Stellung des schwarzen, grauen und roten Lagers im Teilgebiet von Differdingen, verglichen mit den Lagern gleicher Farbe im Teilgebiet von Esch gewesen sein. So lange die Lager gleicher Farbenbezeichnung, aber verschiedener stratigraphischer Lage des Gebietes von Esch und von Differdingen nicht nach ihrer geologischen Position streng voneinander geschieden werden, und in den Fossilisten der grauen, schwarzen oder roten Lager-Formen aus beiden Teilgebieten zusammengeworfen werden, sind

solche Irrtümer, wie derjenige über den Umfang der vertikalen Verbreitung der Dumortierien, möglich. Für wissenschaftliche Zwecke ist jedenfalls eine Nomenklatur der Erzlager zu schaffen, welche dergleichen Irrtümer ausschließt und welche die gegenseitige Stellung der Lager beider Teilgebiete sowie ihre Reihenfolge nach dem geologischen Alter erkennen läßt. Ein Vorschlag zur Lösung dieser Frage wird weiter unten erörtert werden. Es soll demnach neben der lokalen Bezeichnung nach Farben eine neutrale Bezeichnung hier angewandt werden durch welche ohne Weiters die stratigraphische Gleichwertigkeit der verschiedenen Lager im Becken von Esch und von Differdingen zum Ausdruck kommt. Der Bergmann bezeichnet von jeher die einzelnen Erzlager nach ihrer Farbe ohne Rücksicht auf deren stratigraphische Stellung. Das führte dazu, daß, vielfach ohne jede Begründung, in der Folge gleiche Farbenbezeichnung für gleiches Alter angesehen wurde. Diese irrtümliche Auffassung soll durch eine zusätzliche neutrale Bezeichnung unmöglich gemacht werden.

Das graue und die gelben Lager gehören nach BENECKE paläontologisch zusammen. *Harpoceras opalinum* mit verwandten Arten sowie *Hammatoceras lotharingicum* bleiben ausschließlich auf diese Lager beschränkt, während andere häufig darin vorkommende Ammonitenformen wie *Harpoceras lotharingicum*, *Lytoceras Wrighti* und *Harpoceras fluitans* aus tieferen Lagen, *Harpoceras aalense* sogar aus den tiefsten Lagen der Dumortierien-schichten heraufsteigen und alle bis in das Dach des rotkalkigen Hauptlagers (Rotes Lager von Esch) durchgehen.

Das Vorkommen von allen diesen zuletzt genannten Formen in dem roten kalkigen Hauptlager lassen die rotkalkigen Lager nach BENECKE als die Fortsetzung des grauen Lagers erscheinen, während das rote Lager von Oberkorn dem Niveau des grauen Lagers entspräche.

In die Murchisonaeschichten stellt BENECKE das rote sandige Lager und das Konglomerat im Dache der Minetteformation. *Harpoceras Murchisonae* wird aus einem Sandstein im Hangenden dieses Konglomerates angegeben. Hierzu ist zu bemerken, daß in der Minetteformation nur eine Varietät von *H. Murchisonae*, nämlich *Ludwigia bradfordense*, vorkommt, die auf einen mürben Sandstein, der bereits im Bereiche der Concavuzone liegt, beschränkt ist. Auf das Auftreten von *Ludwigia bradfordense* ist später ausführlicher zurück zu kommen.

Die petrographisch und paläontologisch so gut gekennzeichnete Concavuzone mit der Leitform *Ludwigia concavum*, die einen gut begrenzten Horizont unter den «Mergeln über dem Erze» einnimmt, war BENECKE entgangen, obgleich diese Zone bereits 1897 von NICKLÈS in dem Gebiet von Nancy nachgewiesen worden war.

Mittlerer Dogger	Hohebrückner Kalk-Schichten mit <i>Sphaeroceras polyschides</i> u. <i>Sph. Sauzei</i>	
	Kalk von Oettingen-Schichten mit <i>Cancellophyeus scoparius</i>	
	Mergel und Kalke von Chareennes (Mergel über dem Erz.) — Schichten mit <i>Sonninia Sowerbyi</i> u. <i>Gryphaea sublobata</i> .	
Unterer Dogger	Erzformation	Schichten mit <i>Ludwigia Murchisonae</i>
		Schichten mit <i>Lioceras opalinum</i> u. <i>Dum. subundulata</i>
		Schichten mit <i>Dumortieria Levesquei</i>
	Sandstein von Stürzenberg. — Schichten mit <i>Harpoc. fallaciosum</i> u. <i>Hammat. insigne</i>	
Mergel u. Tone von Bevingen. — Schichten mit <i>Harpoc. striatulum</i> .		
Mergel von Oetringen — Schichten mit <i>Astarte Voltzi</i>		
Lias	Mergel von Bacourt — Schichten mit <i>Coeloceras crassum</i> .	
	Bituminöse Schiefer	— Schichten mit <i>Harpoc. bifrons</i> (oben)
— Schichten mit <i>Posid. Bronni</i> u. <i>Harp. falciferum</i> (unten)		

L. VAN WERVEKE hat auf seiner geologischen Übersichtskarte der südlichen Hälfte Luxemburgs (1887) und in den dazu gehörigen «Erläuterungen» die Gliederung BRANCO's angewandt. Später hat er dann (1901) die im gleichen Jahre von BENECKE durchgeführte Gliederung angenommen, hat aber den paläontologischen Bezeichnungen noch petrographische hinzugefügt mit einer Ortsbezeichnung, wo diese petrographische Entwicklung typisch ist. Die Grenze zwischen Lias und Dogger wird im Sinne von BRANCO (1878) beibehalten und die Grenze zwischen unterm und mittlerem Dogger an die Basis der «Mergel unter dem Erze» (marnes micacées) gelegt. Die Gliederung des mittleren Doggers wurde von ihm nach eigenen Untersuchungen durchgeführt. Auf nachstehender Tabelle ist die VAN WERVEKE'sche Gliederung wiedergegeben.

Besonders wichtig für die Stratigraphie der Luxemburger Minetteformation sind die Arbeiten von N. LAUX (1921, 1922), denen ein reiches Fossilmaterial und zahlreiche eigene Beobachtungen zu Grunde liegen. Darin wird eine Gliederung des Untern Doggers vorgenommen, die sich auf den tatsächlichen paläontologischen Verhältnissen logisch aufbaut und sich zwanglos in die von E. HAUG für den gesamten Sedimentationsraum westlich der Vogesen geschaffene Einteilung des Aalenien einpaßt. Die von N. LAUX aufgestellte Stratigraphie ist also, abgesehen von einigen Ergänzungen, unserer Gliederung der Luxemburger Minetteformation zu Grunde gelegt. Seine Arbeiten beschränken sich auf das engere Gebiet von Esch-Rümelingen. Der Raum westlich der Verwerfung von Deutsch-Oth ist nicht berücksichtigt worden. Da aber in dem Teilgebiete Esch-Rümelingen die Erzformation am vollständigsten entwickelt ist, ist von hier, als dem normalen Typus, auszugehen und daran das Teilgebiet von Differdingen vergleichend anzuschließen.

Nachstehende Tabelle bringt die von LAUX für das Gebiet Esch-Rümelingen aufgestellte Schichtenfolge :
Zu dieser Tabelle geben die Arbeiten von N. LAUX im Wesentlichen nachstehende Erläuterungen.

Das Aalenien beginnt über den dunkeln, geschieferten Mergeln der Fallaciosusschichten mit einem mergeligen Sandstein, dem grès supraliasique, der einen ausgeprägten Steilhang bildet und in welchem unvermittelt die Formen der Dumortierengruppe auftreten. Das Aalenien ist also topographisch, petrographisch und paläontologisch scharf vom oberen Toarcien (Lias ζ) getrennt. Paläontologisch umfaßt der grès supraliasique in seinem untern Teil die Zone der *Dumortiera Levesquei*, im oberen Teil die Zone der *Dumortiera pseudoradiosa* und *Dumortiera subundulata*.

Die Zone des *Dumortiera Levesquei* führt von der Basis ab *Dumortiera Levesquei* und *Dumortiera Brancoi*, begleitet oder gleich gefolgt von *Harpoceras aalense*, *Harpoceras subcomptum* und *Harpoceras lotharingicum*. Während die Dumortierien verschwinden, gehen diese Harpocerasformen bis in das Dach des roten Hauptlagers (Rotes Lager von Esch) hinauf.

Die Zone der *Dumortiera pseudoradiosa* umfaßt jüngere Formen der Dumortierengruppe : *Dumortiera pseudoradiosa*, *Dumortiera subundulata*, *Dumortiera Bleicheri*, *Dumortiera Nicklési*, *Dumortiera costula*, *Dumortiera suevica*. Neben den Harpocerasformen der Zone der *Dumortiera Levesquei* erscheint hier *Lytoceras Wrighti* zum ersten Mal und begleitet die genannten Harpoceras auf ihrem ganzen Wege. Im oberen Teile dieser Zone verschwinden die Dumortierien mit Ausnahme von *Dumortiera pseudoradiosa*, welche bis unmittelbar über das braune Lager hinauf anhält.

Der grès supraliasique ist östlich des Mittelsprunges erzfrei. Im Gebiete zwischen Esch und Deutsch-Oth entwickelt sich darin das grüne, schwarze und braune Lager.

Das grüne Lager tritt im oberen Teile der Levesquei-Zone auf, welche bis an die Sohle des schwarzen Lagers reicht.

In Esch, an der Sohle des schwarzen Lagers, in Rümelingen und Düdelingen, wo der grès supraliasique erzfrei ist, 12 bis 14 m unter der Sohle des grauen Lagers, beginnt die Zone der *Dumortiera pseudoradiosa*. Sie umfaßt in Rümelingen und Düdelingen den obern Teil des grès supraliasique, in Esch das schwarze und braune Lager. Unmittelbar über dem braunen Lager verschwinden die Dumortierien, nur *Dumortiera Moorei* scheint im Zwischenmittel vom braunen zum grauen Lager vorzukommen.

Die stratigraphische Gliederung der Minetteformation im Becken von Esch-Rümelingen
 von N. Laux (1921, 1922)

		COUPE D'ESCH (normale)	CLASSIFICATION PALÉONTOLOGIQUE	
		Marnes et calcaires alternants	Zone à <i>Sonninia Sowerbyi</i>	
		Marnes grises micacées	Sous-zone à <i>Hyperlioceras disoites</i> et à <i>Inoceramus polyplocus</i>	Zone à <i>Harpoceras concavum</i>
Couche de passage		Couche rouge marno-sableuse	Sous-zone à <i>Harpoc. concavum</i>	
FORMATION FERRUGINEUSE — COUCHES SUPÉRIEURES		Grès	Zone à <i>Harpoceras Murchisonae</i>	
	Couche rouge sableuse	Calcaire ferrugineux Conglomérat Minerai		
		Grès		
		Bouck		
		Couche rouge secondaire supérieure		
		Bouck		
		Couche rouge secondaire inférieure	Zone à <i>Harpoceras opalinum</i>	
		Bouck		
		Bengelick		
		Couche rouge principale		
		Bouck		
		Couche jaune secondaire		
	Bouck	Niveau à <i>Harpoc. plicatellum</i> et à <i>Harpoc. partitum</i>		
	Couche jaune principale			
	Bouck			
	Couche grise			
GRÈS SUPRALIASIQUES ET COUCHES INFÉRIEURES DE LA FORMATION FERRUG.		Couche brune	Zone à <i>Dumortieria pseudoradiosa</i> et <i>Dumortieria subundulata</i>	
		Couche noire	Zone à <i>Dimortieria Levesquei</i>	
		Couche verte		
			<i>Grammoceras fallaciosum</i>	TOARCIEN

Die kieseligen Erzlager liegen also ausschließlich im grès supraliasique und umfassen paläontologisch die Dumortierengruppe. Die Dumortierien charakterisieren das Untere Aalenien.

Höher entwickelt sich jetzt die Erzformation im ganzen Teilgebiet zwischen Düdelingen und Esch und umfaßt die kalkigen Lager und das rotsandige Lager, über welches ein Konglomerat folgt. Mit diesem schließt die Minetteformation ab. In diesem Umfange gehören die höhern Eisenerzlager nach ihrem paläontologischen Inhalt zwei Zonen an, der Zone des *Harpoceras opalinum* und der Zone des *Harpoceras Murchisonae*.

Zone des *Harpoceras opalinum*:

Von *Harpoceras opalinum* wurde von S. BUCKMANN eine Reihe von Untergattungen abgetrennt, worunter *Harpoceras (Lioceras) plicatellum* und *Harpoceras (Lioceras) partitum*. Diese beiden Untergattungen kommen nun hauptsächlich im Dache des grauen Lagers vor, während *Harpoceras opalinum* in der engeren Umgrenzung hauptsächlich auf die gelben Lager und das rote, kalkige Hauptlager beschränkt bleibt. LAUX gliedert dementsprechend:

Zone des <i>Harpoceras opalinum</i>	{	Oben: Horizont des <i>Harpoceras opalinum</i> vom gelben Hauptlager bis in das Dach des rotkalkigen Hauptlagers reichend.
		Unten: Horizont des <i>Harpoceras plicatellum</i> und <i>Harpoceras partitum</i> mit dem grauen Lager.

Zone des *Harpoceras Murchisonae*.

Die Zone reicht vom Dache des rotkalkigen Hauptlagers bis zum Konglomerat mit abschließendem Sandstein einschließlich. Die Ammoniten verschwinden; es bleiben nur die Lamellibranchier und Belemniten nebst einigen Brachiopoden. *Harpoceras Murchisonae*, welche der Zone den Namen gibt, kommt innerhalb dieses genannten Schichtenbereiches nicht vor. *Ludwigia bradfordense*, eine Varietät von *Harpoceras Murchisonae*, tritt erst höher auf. Doch enthält die Zone eine Fauna, welche anderwärts mit *Harpoceras Murchisonae* zusammen geht.

Die Concavuszone. LAUX hat als erster *Lioceras concavum* auf Luxemburger Gebiet in einer 0.50 bis 1.00 m mächtigen Schicht mit Eisenoolithen festgestellt, die er als couche rouge marno-sableuse bezeichnet. Darin wurden 16 Ammonitenarten, darunter 3 Varianten von *Lioceras concavum* festgestellt, welche nur in dieser Schicht vorkommen. Über dieser roten mergelig-sandigen Schicht mit *Lioceras concavum* folgen die grauen Glimmermergel (marnes grises micacées Terquem) oder « Mergel über dem Erze ». *Harpoceras (Lioceras) concavum* ist verschwunden. Die Mergel gehen allmählich in Kalkstein über. Die untersten Kalkbänke führen *Cancellophycus scoparius*. LAUX stellt die grauen Glimmermergel in die Concavuszone und läßt mit den Kalkbänken das Bajocien beginnen. Diese Grenzziehung kann aber aus paläontologischen Gründen nicht beibehalten werden.

Aus diesem historischen Überblick geht hervor, daß sowohl BRANCO wie BENECKE die Undurchführbarkeit einer genauen Parallelisierung des Untern Doggers Lothringens mit Schwaben einsahen, weil es sich um Gebiete handelt, die seit dem Ausgang des Lias kaum noch miteinander in offenem Austausch durch ein verbindendes Meer standen. Auch die auffallende Übereinstimmung der Lothringer Fauna mit derjenigen Westeuropas wird von diesen Forschern hervorgehoben. Es hätte also der Schluß nahe gelegen, daß bei der Gliederung des Untern Doggers Lothringens und Luxemburgs von jenen Gebieten auszugehen sei, mit denen erstere in unbehindertem Faunenaustausch standen. Das sind das Pariser Becken, die Normandie, England und das nordwestliche Deutschland. Dennoch versuchten sie immer die Stratigraphie des Untern Doggers Lothringens der schwäbischen Entwicklung anzupassen, statt sich der für den Westen geltenden Gliederung anzuschließen. BENECKE hat dies zum Teil getan, aber immer wieder den Anschluß an Schwaben versucht. Erst LAUX hat, in Anlehnung an HAUG, sich der für den Westen geltenden Rahmengliederung angepaßt und eine für die Minetteformation logische Stratigraphie geschaffen, welche auch mit einigen leichten Änderungen in unserer Gliederung des Aalenien beibehalten wurde.

CH. GÉRARD hat in einer neuern Arbeit¹⁾ folgende Gliederung des Aalenien gegeben :

Das Aalenien wird in 5, durch Ammoniten charakterisierte Zonen eingeteilt. Es sind dies :

I. Zone der *Dumortieria Levesquei* und der *Dum. striatulocostata*. Im Gebiet von Oettingen reicht sie vom Dache des Toarcien bis zum « schwarzen Lager » einschließlich. Im Gebiet von Longwy umfaßt sie den grès supraliasique und das (schwarze) Lager III.

II. Zone der *Dumortieria pseudoradiosa* und der *Dum. radians*. Im Gebiet von Oettingen umfaßt diese Zone das Zwischenmittel, welches das (schwarze) Lager II vom (braunen) Lager I trennt. Im Teilgebiet von Longwy begreift sie das (graue) Lager II sowie die Zwischenmittel welche dieses Lager von dem (schwarzen) Lager III im Liegenden und dem (roten) Lager I im Hangenden trennen.

III. Zone der *Dumortieria Moorei* und des *Lioceras partitum*. Im Teilgebiet von Oettingen beginnt diese Zone mit dem (braunen) Lager I und umfaßt die untere kalkige Lagergruppe bis zum (roten Haupt-) Lager 3 einschließlich. Im Teilgebiet von Longwy umfaßt sie das (rote) Lager I sowie den Unterkalk (1). Ihre Obere Grenze in der kalkigen Lagergruppe dieses Gebietes sei noch nicht genau bestimmt.

IV. Zone der *Ludwigia Haugi* und der *Brasilia bradfordense*.

Diese Zone entspricht im Gebiete von Oettingen die obere kalkige Lagergruppe ; ihr Äquivalent im Gebiet von Longwy ist nicht sicher bekannt.

V. Zone der *Ludwigella concava* und des *Hyperlioceras discites*. Sie begreift in Oettingen das mergelig-kieselige Lager der Concavusschicht und die Glimmermergel.

CH. GÉRARD gibt dann folgende Gegenüberstellung seiner Einteilung des Aalenien mit der Gliederung HAUG's.

Zonen nach E. HAUG	Zonen nach Ch. GÉRARD
Zone mit <i>L. concavum</i>	V. Zone mit <i>L. concavum</i> und <i>Hyperl. discites</i> .
Zone mit <i>L. Murchisonae</i>	IV. Zone mit <i>Ludw. Haugi</i> und <i>Bras. bradfordense</i> .
Zone mit <i>L. opalinum</i>	III. Zone mit <i>Dum. Moorei</i> und <i>Lioc. partitum</i> .
	II. Zone mit <i>Dum. pseudoradiosa</i> und <i>D. radians</i> .
Zone mit <i>Dum. Levesquei</i>	I. Zone mit <i>Dum. Levesquei</i> und <i>Dum. striatulo-costata</i> .

Diese Einteilung bedeutet gegenüber der Gliederung von N. LAUX jedenfalls kein Fortschritt, sondern verfällt in einige Fehler, die wir auch bei BENECKE finden. Die Zone III vereinigt als Leitfossilien eine Dumortierien- und Harpocerasart und umfaßt kieselige und kalkige Lager. Die Dumortierien sind indeß auf die kieselige Lagergruppe beschränkt und mit der untern kalkigen Lagergruppe erscheinen die Opalinen Formen. Auch sedimentpetrographisch sind die kieseligen und kalkigen Lager gut getrennt. Sie sind deshalb auch in der Gliederung der Schichtenfolgen auseinander zu halten.

Die Murchisonaezone führt keine Ammoniten. *Ludwigia Haugi* und *Brasilia bradfordense* gehören in die Zone V zu *Lioceras concavum*.

Die Glimmermergel führen bereits Sonninen und sind im Bajocien zu stellen, wohin auch *Hyperlioceras discites* gehört.

¹⁾ Ch. GÉRARD et J. BICHELONNE : Les Ammonites Aaléniennes du minerai de fer de Lorraine. — Soc. géol. de France, nouv. série, tome XIX, fasc. 1—2 ; Mémoire N° 42 p. 1—60. Paris 1940.

DER DUMORTIERIENSANDSTEIN = GRÈS SUPRALIASIQUE.

Über den dunkeln, geschieferten Mergeln der Fallaciosusschichten beginnt im Luxemburger Gebiet das Aalenien mit einem tonigen, frisch grünlichen oder blaugrauen, verwittert rostgelben, dickbankigen, lokal auch geschieferten, Sandstein, der einen ausgeprägten Steilanstieg bildet. Die Grenze gegen das Liegende ist also landschaftlich und lithologisch gut ausgeprägt.

Als Bezeichnung für diesen Sandstein finden wir: grès supraliasique (V. SIMON 1836, TERQUEM 1855, JACQUOT 1868), psammite de Mont-St.-Martin (A. DUMONT 1842, CHAPUIS und DEWALQUE 1851), Stürzenbergsschichten (VAN WERVEKE 1901). Bergmännisch wird auch der Ausdruck «Mergel unter dem Erze» im Gegensatz zu den «Mergeln über dem Erze» gebraucht. Am gebräuchlichsten ist die Bezeichnung «grès supraliasique» geworden. Leider ist die Bezeichnung weder gleichbedeutend mit einem konstanten geologischen Horizont noch mit einer gleichbleibenden Fazies.

Im Luxemburger Gebiet umfaßt derselbe paläontologisch den Umfang der Dumortierienzone und führt die kieseligen Erzlager, soweit solche zur Ausbildung gekommen sind. Er kann also bei uns mit Recht als «Dumortieriensandstein» oder «Dumortierienschichten» bezeichnet werden.

In Lothringen begreift er nach den Fossilisten von TERQUEM den Striatulussandstein, die Fallaciosus- und Dumortierienschichten. Die obere Grenze fällt also mit der für Luxemburg angegebenen zusammen, während die untere viel tiefer liegt.

Der durchgehende tonige Sandstein besteht im Luxemburger Gebiet nur östlich des Mittelsprunges. Westlich von diesem schieben sich die kieseligen Erzlager ein und der Sandstein verbleibt nur als trennendes Zwischenglied. Im Gebiete von Esch liegen 5 bis 6 m Sandstein unter dem tiefsten Lager, im Gebiete von Longwy-Differdingen gehen die kieseligen Erzlager bis in das Dach der Fallaciosusschichten und liegen im Südosten etwa 3 m über demselben. Die ganze Mächtigkeit des Sandsteines östlich des Mittelsprunges ist 28—30 m.

Es geht schon aus diesem verschiedenen tiefen Hinunterrücken der Eisenerzlager hervor, daß die Eisenerzformation, das ist die Gesamtheit sämtlicher abbauwürdiger Lager, keine bestimmte geologische Einheit darstellt. Der «Grès supraliasique» sowie die «Eisenerzformation», die wir als «Minetteformation» bezeichnen, wenn es sich um die lothringisch-luxemburger Vorkommen handelt, bezeichnen eigentlich eine Schichtenfazies. Nur dadurch, daß wir diese Fazies einem paläontologisch gekennzeichneten Horizont zuweisen, können wir ihr eine bestimmte geologische Position geben, wie diese zum Zwecke des Vergleichens und der Gegenüberstellung unerläßlich ist.

Die Dumortierienschichten sind von ihrer Basis ab durch das unvermittelte Auftreten der Gattung *Dumortiera* paläontologisch scharf von den liegenden Fallaciosusschichten getrennt. Im unteren Teile ist *Dumortiera Levesquei* führend, die höher verschwindet. Dafür wird *Dumortiera pseudoradiosa* leitend. Wir können also die Schichtenfolge weiter gliedern in Schichten mit *Dumortiera Levesquei* unten und Schichten mit *Dumortiera pseudoradiosa* oben. Nach oben verbindet *Dumortiera Moorei* und *Dumortiera mactra* die Dumortierienzone mit der Opalinuzone. *Dumortiera Moorei* und *Dumortiera mactra* sind die letzten Nachzügler der Gattung, die auch bei uns einen bestimmten Horizont einnehmen, mit welchen die Dumortierienzone abzuschließen ist. Andererseits ist die Verwandtschaft von *Dumortiera Moorei* und *Dumortiera mactra* mit *Harpoceras opalinum* so nahe, daß die Kontinuität zwischen beiden Zonen gewahrt bleibt.

Die Grenzen der Dumortierienschichten sind also faunistisch ebenso gut festgelegt, wie sie orographisch und petrographisch scharf zu erfassen sind. Zwischen Düdelingen und dem Mittelsprung sind alle Schichten der Dumortierienzone, wie bereits erwähnt, in der Sandsteinfazies (grès supraliasique, Dumortieriensandstein) ausgebildet. Die trennende Grenze zwischen dem Levesqueihorizont und dem Pseudoradiosahorizont zieht also

durch eine gleichartig ausgebildete Schichtenfolge und kann nur faunistisch erfaßt werden. Sie ist also nicht immer leicht in den einzelnen Aufschlüssen festzulegen. Zwischen Düdelingen und Kayl konnten in der « Scherr » im untersten Teile des Sandsteines *Dumortieria Levesquei* und *Dumortieria Brancoi* festgestellt werden. In Rümelingen wurde *Dumortieria pseudoradiosa* im oberen Teile des Sandsteines aufgefunden. Das Bestehen beider Unterabteilungen wäre hiermit bewiesen, aber eine genauere Abgrenzung beider ist durch diese Einzelfunde unmöglich. Bessere Möglichkeiten bieten sich da, wo sich westlich des Mittelsprunges Eisenerzlager dem Sandstein einschalten, welche die genauere Orientierung ermöglichen.

Dumortieria subundulata, die Begleitform von *Dumortieria pseudoradiosa* reicht in Esch bis an die Sohle des (schwarzen) Lagers II¹⁾ ist aber tiefer nicht angetroffen worden. *Dumortieria pseudoradiosa* ist hier nur aus dem (braunen) Lager I bekannt geworden. Im Teilgebiet in Differdingen liegt sie aber aus dem (roten) Lager I und dem (grauen) Lager II vor. Wie später eingehender dargelegt wird, entspricht aber das (graue) Lager II von Differdingen dem (schwarzen) Lager II von Esch. Nach diesen Funden dürfen wir die untere Grenze der pseudoradioschichten an die Sohle des (schwarzen) Lagers II von Esch legen. Die obere Grenze liegt etwas über dem Dache des (braunen) Lagers I und über dem (roten) Lager I.

Die Mächtigkeit der Dumortierenschichten ist am größten östlich des Mittelsprunges, wo sie in der Fazies des Sandsteines entwickelt sind. Die untere Abteilung mißt hier 15 bis 18 m, die obere 12 bis 15 m. Gegen Westen hin nimmt dieselbe ab. Im Teilgebiet von Esch ist die Mächtigkeit der obern Abteilung im Mittel 8,50 m, der untern 10 m, im Teilgebiete von Differdingen sind es 10.40 m und 0.50 m.

Im Gebiete der Entwicklung der Eisenerzlager nimmt also die Mächtigkeit der ganzen Abteilung rasch ab, bleibt sich aber in den beiden Teilgebieten von Esch und von Differdingen auffallend gleich. Mit der Ausbildung der Erzlager geht also eine Verlangsamung der klastischen Sedimentation vor sich. Ferner sind alle Erzlager der Dumortierenschichten kieselig. Wegen dieser gemeinsamen Merkmale sollen diese Lager als eine Einheit gewertet werden, die wir als kieselige Lagergruppe²⁾ bezeichnen. Die Gruppe umfaßt im Gebiet von Esch das (braune) Lager I, das (schwarze) Lager II und das (grüne) Lager III. Im Teilgebiete von Differdingen sind es das (rote) Lager I, das (graue) Lager II, das (schwarze) Lager III und das (grüne) Lager IV. (Vgl. auch Fig. 23: Normalprofil durch den Luxemburger Dogger.)

Lagergruppen und Teilbecken.

Die in die normale Folge klastischer Schichten eingeschalteten Eisenerzlager sind, einzeln betrachtet, in horizontaler wie vertikaler Richtung häufig lokalen Änderungen unterworfen. Doch lassen sich diese Lager ihrer chemischen Beschaffenheit, ihrem petrographischen Aufbau und ihrer geologischen Position nach in natürliche Gruppen zusammenbringen, die sich auf größere Räume hin gleich bleiben und in ihren kennzeichnenden Merkmalen zweifelsohne in ursächlichem Zusammenhang mit den geologisch-tektonischen Eigentümlichkeiten des Ablagerungsraumes stehen, wie sie sich zur Zeit der Entstehung der Erzlager geltend machten. In diesem Sinne können wir von einer kieseligen und zwei kalkigen Lagergruppen sprechen. Jede derselben ist durch spezielle chemische, petrographische und paläontologische Eigentümlichkeiten gekennzeichnet. Gleichartigkeit in der Ausbildung der Lagergruppen weist auf Gleichartigkeit der geologischen Vorgänge zur Zeit der Bildung der Lagergruppen hin, wie Differenzierung in der Ausbildung auf Differenzierung der geologischen Vorgänge

¹⁾ Eine Begründung der hier angewandten Bezeichnung der einzelnen Eisenerzlager erfolgt weiter unten. Die Farbenbezeichnung in Klammern gibt die vom Bergmann angewandte lokale Benennung der Lager. Die römische oder arabische Zahl ist eine neutrale Bezeichnung zur Synchronisierung der einzelnen Lager des Teilgebietes von Esch und des Teilgebietes von Differdingen. Stratigraphisch gleiche Lager tragen gleiche Ziffernbezeichnung. Heute wird in den beiden Teilgebieten unter der gleichen Farbenbezeichnung stratigraphisch verschiedenes und unter verschiedener Farbenbezeichnung stratigraphisch gleiches benannt.

²⁾ Vom hüttentechnischen Standpunkt aus werden kieselige und kalkige Lager und Erze unterschieden. Unter kieseliger Minette versteht man ein Erz, dessen Kalkgehalt nicht hinreicht um die vorhandene Kieselsäure zu einem Kalksilikat zu binden, dessen Zusammensetzung von der im Hochofen zu erblasenden Schlacke abhängt. So soll z. B. zur Darstellung von Thomasroheisen und Gießerei-roheisen die Schlacke auf 2 Teile Kieselsäure zum mindesten 3 Teile Kalk enthalten, oder $\text{SiO}_2 : \text{CaO} = 2 : 3$. Eine Minette dieser Zusammensetzung ist für die Herstellung dieser genannten Roheisenarten ein selfmelting. Sinkt der Kalkgehalt unter dieses Verhältnis, so ist ein Überschuß an SiO_2 vorhanden, der durch Kalkzuschläge im Hochofen neutralisiert werden muß. In diesem Falle haben wir eine kieselige Minette. Steigt der Kalkgehalt über dieses Verhältnis, so ist die Minette kalkig. (Vergl. L. BLUM: Zur Konstitution der Hochofenschlacke. — Stahl und Eisen, Nr. 19, p. 1024—1029. — Jahrgang 1901.)

hinweist. Sind nun solche Verschiedenheiten faziell, nicht durch Altersunterschiede bedingt und fallen sie örtlich mit tektonischen Verschiedenheiten im Gesamtbild des Erzgebietes zusammen, dann darf angenommen werden, daß diese tektonische Differenzierung bereits zur Zeit der Sedimentierung in Erscheinung trat und die Verteilung und Ausbildung der Sedimente beeinflusste. Wenn auch die heutigen tektonischen Züge unsers Doggergebietes als Auswirkung jüngerer Bodenbewegungen betrachtet werden dürfen, so sind diese jungen Bewegungen doch letzten Endes nur eine Wiederbelebung und Fortsetzung tektonischer Unruhe, die bereits im Aalenien vor sich ging. Starke Bodenunruhe kennzeichnet das Aalenien wie der unvermittelte Wechsel in der Fazies und in der Fauna anzeigt, denn jede Änderung in Fazies und Fauna weist auf eine Störung in dem bestehenden Gleichgewichtszustande hin.

Die Einheitlichkeit innerhalb der kieseligen Lagergruppe in Bezug auf Mächtigkeit, chemische, petrographische und faunistische Ausbildung ist dementsprechend als der Ausdruck eines einheitlichen Ablagerungsraumes zu deuten. Unmittelbar über der kieseligen Lagergruppe treten scharfe Besonderheiten in der Ausbildung der kalkigen Lagergruppen östlich und westlich einer durch die Verwerfung von Deutsch-Oth—Crusnes gegebenen Zone auf. Dies kann nur auf eine Gleichgewichtsstörung zurückgeführt werden, die sich in dieser genannten Zone geltend machte. Wir dürfen annehmen, daß diese beiden verschiedenen Fazies in zwei Ablagerungsräumen ausgebildet wurden, die durch eine, nach Abschluß der Bildung der kieseligen Lager entstandene, untermeerische Bodenschwelle getrennt waren, die später zu der heutigen Verwerfung verzerrt wurde.

Dem entsprechend reicht die heute übliche Trennung des Luxemburger Minettegebietes in zwei durch den Sprung von Deutsch-Oth getrennte Teilgebiete von Esch und von Differdingen in der ersten Anlage bis zur Zeit der Bildung der kalkigen Lagergruppen oder bis zu Beginn des mittleren Aalenien zurück.

Wenn aber die kieselige Lagergruppe in einem einheitlichen Sedimentationsraum als eine Einheit zur Ablagerung kam, so ergibt sich hieraus, wie irreführend die im Differdinger Teilbecken angewandte lokale Bezeichnung der Lager, bezogen auf die Bezeichnung im Teilbecken von Esch sein muß, da sie ursprünglich Gleichartiges auseinanderreißt und Verschiedenartiges als genetisch Gleichartiges zusammenstellt. In wissenschaftlicher Hinsicht drängt sich also eine neutrale Bezeichnung der Lager auf, welche nicht mit der jetzt bestehenden, stillschweigend angenommenen Voraussetzung behaftet ist, daß gleichartige Bezeichnung der Lager nach Farben auch Gleichalterigkeit bedeutet oder damit verwechselt werden kann. Deshalb werden hier neben der in Klammern gesetzten lokalen Bergmannbezeichnung gleichaltrige Lager durch die gleiche Zahl bezeichnet. (Vgl. auch die Tafel: «Stratigraphische Gliederung des Aalenien im Gebiete der Luxemburger Doggerbildungen».)

VERTEILUNG DER VERSTEINERUNGEN IN DEN DUMORTIERIENSCHICHTEN UND GEOLOGISCHE STELLUNG DER KIESELIGEN EISENERZLAGER.

1) Levesquei-Schichten.

Wir unterscheiden in der Verbreitung der Dumortierenschichten ein erzfreies Gebiet zwischen Düdelingen und dem Mittelsprung und ein erzführendes Gebiet, das zwei Teilgebiete, das Erzbecken von Esch und das Becken von Differdingen, umfaßt. Diese Teilgebiete sollen getrennt behandelt werden und anschließend an Hand der Versteinerungen eine Synchronisierung der Erzlager beider Becken durchgeführt werden.

In der Fossilführung der Erzlager, verglichen mit derjenigen des erzfreien Sandsteines, ist keine Eigentümlichkeit der Fauna bemerkbar, die auf irgend eine Beeinflussung der faunistischen Fazies, wie Bevorzugung einzelner Arten, morphologische Variationen, durch die größere Anhäufung von Eisenerz hinweist. Das Erzlager führt die gleichen Versteinerungen wie das Zwischenmittel oder wie das erzfreie Gebiet. Sie gehen in gleicher Verteilung durch wie im Zwischenmittel und wenn in bestimmten Erzlagern an der Basis oder im Dache Fossilanhäufungen auftreten, so trifft man das auch in einzelnen Zwischenmitteln an.

Diese Anhäufungen bis zu einer Muschelbreccie (Bengelick des Bergmannes) sind Indikatoren einer Gleichgewichtsstörung in den Ablagerungsbedingungen oder durch Aufbereitungsvorgänge und Entmischungsprozesse, wie sie für Flachsee- und Litoralbildungen bezeichnend sind, bedingt.

STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DES AALENIEN IM GEBIETE DER LUXEMBURGER DOGGERBILDUNGEN.

		Teilgebiet von Esch	Teilgebiet von Differdingen	
Bajocien	Discites-schichten	Glimmermergel (Marnes grises micacées TERQUEM)		
Aalenien	Concavus-schichten	Mergelige Knollen mit Oolithkörnern Sandige Mergel und Sandstein-Eisenoolith Mergelige Knollen mit Oolithkörnern		
	Murchisonae-schichten	o o o o o o o o o o o o o o o o Dachsandstein (0.20—2.00 m) Konglomerat (Rotes sandiges Lager 4 (Oberes rotes Neben) Lager 3b (Mittleres rotes Neben) Lager 3a)		
	Opalinus-Schichten	Schichten mit <i>Harpoceras opalinum</i>	Obere kalkige Lagergruppe	Dachkalkstein (0.20-0.30 m)
	Opalinus-Schichten	Schichten mit <i>Harpoc. plicatellum</i>	Untere kalkige Lagergruppe	Kalkige Lagergruppe
		(Graues) Lager 1		
	Dumortierien-Schichten	Schichten mit <i>Dumortieria pseudoradiosa</i>	Grès supraliasique (Toniger Sandstein)	Störungszone Deutsch-Oth = Crusnes
Schichten mit <i>Dumortieria Levesquei</i>				
		(Braunes) Lager I (Schwarzes) Lager II (Grünes) Lager III	(Rotes) Lager I (Graues) Lager II (Schwarz.) Lager III (Grünes) Lager IV	
Toarcien	Schichten mit <i>Harpoceras fallaciosum</i> .			

Die Begründung der hier angewandten Synchronisierung der Lager beider Teilbecken des Luxemburger Minettegebietes kann erst bei der Besprechung des paläontologischen Inhaltes der Lager erfolgen.

Fossiliste der Dumortieria Levesquei-Schichten.

a) Erzfreies Gebiet.

Bivalven :

Pecten disciformis SCHBL.
Pecten lens SOW.
Gervilleia Hartmanni GLDF.
Pinna opalina QU.
Modiola gregaria GLDF.
Trigonia navis LMCK.
Venus (Pleuromya) unioides ROEM.
Protocardia striatula PHILL.
Pholadomya decorata ZIET.
Pholadomya fidicula SOW.
Pholadomya cordata QU.
Pholadomya reticulata AG.
Pleuromya glabra AG.
Ceromya pinguis AG.
Ceromya Queteleti CHAP. et DEW.
Homomya obtusa AG.
Gresslya major AG.
Gresslya abducta PHILL.

Belemniten :

Belemnites subgiganteus ZIET.
Belemnites incurvatus ZIET.
Belemnites conoideus OPP.
Belemnites paxillosus SCHLTH.
Belemnites breviformis VOLTZ.
Belemnites tripartitus SCHLTH.
Belemnites rhenanus OPP.
Belemnites inornatus PHILL.

Ammoniten :

Dumortieria Levesquei D'ORB.
Dumortieria Brancoi BEN.
Dumortieria striatulo-costata QU.
Dumortieria tabulata S.S. BUCKM.
Dumortieria costula REIN.
Harpoceras aalense ZIET. sp.
Harpoceras subcomptum BRANCO.
Harpoceras lotharingicum BRANCO.

Fundorte: Düdelingen, am untern Teil des Hohlweges, welcher von der Scherr auf das Plateau der Haardt hinaufführt (*Dum. Levesquei*, *Dum. Brancoi*, *Harpoceras aalense*); Düdelingen, Eichendalerklapp (*Dum. Levesquei*); Tetingen, am Fuße der Südseite des Bromeschberg in den Einschnitten der Industriebahn. (*Dum. Levesquei*, *Dum. costula*); Kayl, im untern Teil des Weges zur Liefträchen (*Dum. Levesquei*, *Harpoceras aalense*, *Harpoc. lotharingicum*); Kayl, am Fuße der Nordseite des Bromeschberg in den Schützengräben und Unterständen (*Dum. Levesquei*, *Dum. striatulo-costata* Qu.). Kayl, am Fuße der Nordseite der Rischelter Kopp (*Dum. Levesquei*, *Harpoc. subcomptum*); Tetingen, am Fuße der Westseite des Herrenterberg in Schützengräben (*Dum. Levesquei*); Kayl, Eweschtbour (Tabary), *Dumortieria tabulata*.

b) Teilgebiet zwischen dem Mittelsprung und dem Deutsch-Other Sprung.

Bivalven :

Pinna opalina QU.
Modiola gregaria GLDF.
Trigonia navis LMCK.
Pleuromya unioides A. ROEM. sp.
Pholadomya reticulata AG.

Belemniten :

Belemnites incurvatus ZIET.
Belemnites breviformis VOLTZ.
Belemnites conoideus OPP.
Belemnites rhenanus OPP.
Belemnites subgiganteus BRANCO
Belemnites tripartitus SCHLOTH.

Ammoniten :

Dumortieria Levesquei D'ORB.

c) Versteinerungen der Levesqueischichten des Teilgebietes von Differdingen.

Brachiopoden :

Lingula cf. *Beani* PHILL.

Bivalven :

Ostrea calceola ZIET.
Gryphaea ferruginea TERQ.

Pecten textorius SCHLTH.
Modiola gregaria DLDF.
Pinna opalina QU.
Trigonia v. *costata* LYC.
Trigonia sp. (2 verschiedene Formen).

Pleuromya uniooides A. ROEM.
Homomya obtusa AG.
Ceromya Queteleti CH. et DEW.
Pholadomya fidicula SOW.
Pholadomya decorata ZIET.
Pholadomya media AG.
Pholadomya Zieteni AG.
Pholadomya clongata AG.

Belemniten :

Belemnites breviformis
Belemnites conoideus
Belemnites Quenstedti OPP.
Belemnites rhenanus OPP.

Belemnites inornatus PHILL.
Belemnites acuarius SCHLTH.
Belemnites subgiganteus BRANCO
Belemnites incurvatus ZIET.
Belemnites tripartitus ZIET.

Ammoniten :

Dumortieria Levesquei D'ORB.
Dumortieria striatulo-costata QU.
Dumortieria Nicklesi BEN.
Oxynoticeras serrodens QU. sp.
Oxynoticeras sp.
 Vertebraten :
Ichthyosaurus (Wirbel).

Bemerkungen zu der Fossiliste im Teilgebiet von Differdingen : *Dumortieria Levesquei* ist häufig. In den Tagebauen von Oberkorn findet sie sich häufig unter und über dem (schwarzen) Lager III und geht unmittelbar bis unter das (graue) Lager II hinauf (Benecke 1905, p. 345, 566).

Bei Rodingen im (schwarzen) Lager III und im Tagebau Rotköppchen bei Niederkorn im Sandstein, 5—6 m unter dem (grauen) Lager II, ist sie nicht selten. Häufig findet sich *Dumortieria Levesquei* im Tagebau Petit Bois, an der französisch-luxemburgischen Grenze, Hussigny gegenüber, in einem grünlichen Sandstein im Dache des (grünen) Lagers IV. Nach BENECKE (1905 p. 345) kommt die Form vor im (schwarzen) Lager III bei Deutsch-Oth, Rüssingen, Redingen, Differdingen, Rodingen und Mont-St.-Martin. Nach BICHELONNE und ANGOT (1939 p. 108) wurde sie in den Tagebauen der Côte Rouge bei Hussigny, sowie bei Villerupt, Godbrange und Saulnes im (grauen) Lager II und im Zwischenmittel unter diesem Lager festgestellt. Bei Réhon führt das (schwarze) Lager III neben *Dumortieria Levesquei* auch *Grammoceras dispansum*, liegt hier also in der Grenzzone von Aalenien und Fallaciosusschichten.

Nach der vertikalen Verbreitung von *Dumortieria Levesquei* fällt also im Teilbecken von Differdingen die Grenze zwischen oberer und unterer Abteilung der Dumortierienschichten mit dem (grauen) Lager II, im Teilgebiete von Esch mit dem (schwarzen) Lager II zusammen. Beide Lager sind also paläontologisch gleichwertig und haben dementsprechend die gleiche stratigraphische Position.

2) Versteinerungen der obern Abteilung der Dumortierien-Schichten.

(Zone der *Dumortieria pseudoradiosa*).

a) Erzfreies Gebiet östlich des Mittelsprunges.

Bivalven :

Ostrea calceola ZIET.
Gryphaea ferruginea TERQ.
Pecten lens SOW.
Pinna opalina QU.
Gervilleia Hartmanni GLDF.
Modiola gregaria GLDF.
Trigonia navis LMCK.
Isocardia cordata J. BUCKM.
Pholadomya decorata ZIET.
Pholadomya reticulata AG.
Pholadomya fidicula SOW.

Pholadomya glabra AG.
Gresslya major AG.

Belemniten :

Belemnites subgiganteus BRANCO.
Belemnites conoideus OPP.
Belemnites breviformis SCHLTH.
Belemnites tripartitus ZIET.
Belemnites rhenanus OPP.

Ammoniten :

Hammatoceras subinsigne OPP.
Pseudolioceras cf. *Whitbiense* S.S. BUCKM.

Harpoceras aalense ZIET.
Harpoceras Hinsbergi BEN.
Harpoceras bicarnatum ZIET.
Dumortieria pseudoradiosa BRANCO

Dumortieria Nicklesi BEN.
Dumortieria Bleicheri BEN.
Dumortieria tabulata S.S. BUCKM.
Dumortieria costula (REIN.) BRANCO

b) Teilgebiet zwischen dem Mittelsprung und der Verwerfung von Deutsch-Oth.

Zum bessern Vergleich sind die Versteinerungen nach Erzlagern geordnet.

(Schwarzes) Lager II.

Pflanzen :

Versteinertes Holz.

Bivalven :

Gryphaea ferruginea TERQ.
Ostrea irregularis MUSTR.
Ostrea calceola ZIET.
Placunopsis jurensis M. u. L.
Ctenostreon pectiniformis SCHLTH.
Pecten lens SOW.
Gervilleia subtortuosa OPP.
Tancredia donaciformis LYC.
Modiola gregaria GLDF.
Pinna opalina QU.
Trigonia navis LMCK.
Isocardia tenera SOW.
Ceromya aalensis QU.
Pholadomya decorata ZIET.
Pholadomya reticulata AG.

Gasteropoden :

Pleurotomaria cf. *ornata* SOW.

Belemniten :

Belemnites rhenanus OPP.
Belemnites subgiganteus BRANCO
Belemnites incurvatus ZIET.

Nautiliden :

Nautilus sp.

Ammoniten :

Oxynticeras serrodens QU.
Oxynticeras affine SEEB.
Hammatoceras subinsigne OPP.
Dumortieria suevica HAUG.
Dumortieria subundulata BRANCO.
Dumortieria pseudoradiosa BRANCO.
Harpoceras subcomptum BRANCO.
Harpoceras Hinsbergi BEN.
Harpoceras aalense ZIET. sp.

(Braunes) Lager I.

Brachiopoden :

Rhynchonella Krammi BEN.

Bivalven :

Gryphaea ferruginea TERQ. var. *lobata*
Ostrea calceola ZIET.
Placunopsis jurensis M. u. L.
Lima duplicata SOW.
Lima semicircularis GLDF.
Lima (Ctenostreon) pectiniformis SCHLTH.
Lima proboscidea SOW.
Pecten textorius SCHLTH.
Pecten lens SOW.
Pecten demissus PHILL.
Avicula (Oxytoma) inaequivalvis SOW.
Gervilleia Hartmanni GLDF.

Avicula

Perna isognomonoides STAHL.
Pinna opalina QU.
Modiola gregaria ZIET.
Modiola Kochi BEN.
Isocardia cordata J. BUCKM.
Isocardia minima PHILL.
Protocardia striatula SOW.
Trigonia Engeli BEN.
Trigonia similis AG.
Cyprina Loveana M. u. L.
Cyprina candata LYC.
Pachyrisma grande LYC.
Arcomya elongata AG.
Pleuromya unioides A. ROEM.

Pleuromya elongata MUSTR.
Ceromya aalensis QU. sp.
Homomya obtusa AG.
Gresslya major AG.
Pholadomya glabra AG.
Pholadomya fidicula SOW.

Gastropoden :

Pleurotomaria cf. *obtusa* SOW.

Belemniten :

Belemnites subgiganteus BRANCO
Belemnites incurvatus ZIET.
Belemnites conoideus OPP.
Belemnites rhenanus OPP.
Belemnites breviformis VOLTZ.
Belemnites cf. *meta* BL.
Belemnites Quenstedti OPP.

Ammoniten :

Lytoceras Wrighti S. BUCKM.

Hammatoceras subinsigne OPP.
Pseudolioceras Beyrichi S. BUCKM.
Grammoceras (Dumortieria) mactra DUM.
Dumortieria Moorei LYC.
Dumortieria Kochi BEN.
Dumortieria subundulata BRANCO.
Dumortieria pseudoradiosa BRANCO.
Dumortieria snevica HAUG.
Dumortieria striatulo-costata QU.
Dumortieria linearis S. BUCKM.
Harpoceras fluitans (Dum.) BRANCO.
Harpoceras lotharingicum BRANCO.
Harpoceras subcomptum BRANCO.
Harpoceras aalensis ZIET. sp.
Harpoceras opalinum var. *comptum* REIN.
Cotteswoldia crinita S.S. BUCKM.

Vertebraten :

Ichthyosaurus-Wirbel.

c) Teilgebiet von Differdingen.

(Graues) Lager II.

Pflanzen :

Ptillophyllum sp.
Pagiophyllum sp.

Seesterne :

Asterias sp.

Bivalven :

Gryphaea ferruginea TERQ.
Pecten demissus PHILL.
Pinna opalina QU.
Lima ferruginea BEN.
Modiola gregaria GLDF.
Ceromya aalensis QU.
Pholadomya Frickensis MOESCH.
Pholadomya fidicula SOW.
Greslya major AG.

Belemniten :

Belemnites subgiganteus BRANCO.
Belemnites rhenanus OPP.

Belemnites Quenstedti OPP.
Belemnites tripartitus ZIET.
Belemnites subclavatus VOLTZ.
Belemnites breviformis SCHLTH.
Belemnites incurvatus ZIET.

Nautiliden :

Nautilus sp.

Ammoniten :

Oxynoticeras compressum BEN.
Oxynoticeras affine SEEB. sp.
Dumortieria pseudoradiosa BRANCO.
Dumortieria suevica HAUG.
Dumortieria striatulo-costata QU.
Harpoceras lotharingicum BRANCO.
Harpoceras Hinsbergi BEN.
Harpoceras aalense Ziet, sp.

Vertebraten :

Ichthyosaurus — Wirbel.

(Rotes) Lager I.

Bivalven :

Gryphaea ferruginea TERQ.
Modiola Kochi BEN.

Lima (Plagiostoma) semicircularis GLDF.
Lima (Plagiostoma) cardioformis SOW.
Astarte elegans SOW.

Astarte Nicklesi BEN.
Astarte cf. depressa GLDF.
Astarte sp.
Isocardia cordata J. BUCKM.
Velopecten tuberculatus GLDF. sp.
Trigonia similis BRANCO.
Trigonia formosa LYC.
Tancredia donaciformis LYC.
Pleuromya unioides A. ROEM.
Ceromya aalensis QU. sp.
Pholadomya ovulum AG.

Belemniten :
Belemnites rhenanus OPP.

Ammoniten :
Lytoceras Wrighti S. BUCKM.
Amaltheus Fridericii BRANCO.
Dumortiera pseudoradiosa BRANCO.
Harpoceras cf. leurum S. BUCKM.
Harpoceras lotharingicum BRANCO.
Harpoceras aalense ZIET.

Eine vollständigere Ammonitenreihe aus dem (grauen) Lager II und dem (roten) Lager I liegen aus den Tagebauen von Hussigny und von Villerupt vor : (J. BICHELONNE et P. ANGOT, 1939 p. 108).

Rotes Lager :

Lytoceras Wrighti S. BUCKM.
Harpoceras fluitans DUM.
Pleydellia aalense ZIET.
Pleydellia mactra DUM.
Pleydellia subcompta BRANCO.
Pleydellia leura S. BUCKM.
Cotteswoldia misera S. BUCKM.
Cotteswoldia limatula S. BUCKM.
Cotteswoldia attrita S. BUCKM.
Cotteswoldia Egena S. BUCKM.
Cotteswoldia particostata S. BUCKM.
Walkeria lotharingica BRANCO.
Lioceras partitum S. BUCKM.
Dumortiera Kochi BEN.
Dumortiera latescens BUCKM.

Dumortiera pseudoradiosa BRANCO.
Harpoceras Hinsbergi BEN.

Im Zwischenmittel :

Hudlestonia affinis SEEB.

Graues Lager :

Dumortiera pseudoradiosa BRANCO.
Dumortiera lata S. BUCKM.
Dumortiera Levesquei D'ORB.
Dumortiera suevica HAUG.
Hudlestonia affinis SEEB.

Zwischenmittel :

Dumortiera pseudoradiosa BRANCO.
Dumortiera Levesquei D'ORB.
Dumortiera striatulo-costata QU.

Bemerkungen zu den Fossilisten der Pseudoradioschichten im Teilbecken von Differdingen : *Dumortiera pseudoradiosa* ist bezeichnend für das (graue) Lager II und für das (rote) Lager I. Daneben finden wir *Dumortiera suevica*, *Oxynoticeras affine*, *Oxynoticeras compressum*, alle Formen, die im Teilbecken von Esch in tieferen Lagern als dem dortigen (grauen) Lager I auftreten. Im (grauen) Lager I im Teilbecken von Esch haben wir *Harpoceras opalinum*, *Harpoceras plicatellum*, *Harpoceras partitum*, die dem (grauen) Lager II von Differdingen vollständig fremd sind.

Synchronisierung der kieseligen Erzlager in den beiden Teilgebieten von Esch und Differdingen.

Nach ihrer Fauna gehören im Teilbecken von Esch in die Levesqueischichten der grünliche Sandstein unter dem (grünen) Lager III, das (grüne) Lager III selbst und das Zwischenmittel über demselben.

In die Pseudoradioschichten sind zu stellen : Das (schwarze) Lager II, das Zwischenmittel über diesem, das (braune) Lager I nebst den sandigen Schichten im Dache desselben.

Im Teilbecken von Differdingen gehören in die Levesqueischichten das (grüne) Lager IV, das Zwischenmittel, das (schwarze) Lager III und das Zwischenmittel über diesem Lager.

Das (grüne) Lager IV und das (schwarze) Lager III scheinen im Gebiete von Differdingen nicht ganz niveaubeständig zu sein. Bei Oberkorn und bis an die luxemburgisch-französische Grenze liegt das (schwarze) Lager III

bestimmt in den Levesqueischichten. In Oberkorn liegen noch 3—4 m Sandstein mit *Dumortieria Levesquei* unter dem Lager. In Mont-St.-Martin führt aber das (schwarze) Lager III neben *Dumortieria Levesquei* noch *Harpoceras dispansum*, das gleiche tritt in Halancy auf. Hier liegt also das (schwarze) Lager III an der Grenze der Fallaciosusschichten. Das (grüne) Lager liegt im Luxemburgischen in den Levesqueischichten, liegt nach Westen hin aber in den obersten Fallaciosusschichten. Die Fazies des Eisenerzes schneidet also in dem untersten Teile der Formation die paläontologischen Horizonte in einer Ebene, die flach nach Osten ansteigt. Die untere Abteilung ist 8—9 m, die obere 10—12 m mächtig.

Die Pseudoradioschichten umfassen das (graue) Lager II, das Zwischenmittel über demselben und das (rote) Lager I. Besonders im (roten) Lager I ist die Gleichartigkeit der Ammonitenfauna mit dem (braunen) Lager I auffallend.

DIE OPALINUS-SCHICHTEN.

Mit dem Erlöschen der Gattung *Dumortieria* fällt ein petrographischer Wechsel der Schichten zusammen. Der grès supraliasique geht rasch in einen etwas mergeligen, schieferigen Kalkstein (Buch) über, in welchem östlich des Mittelsprunges die untersten Eisenerzlager, die kalkige Natur sind, auftreten. Westlich des Mittelsprunges und im Teilgebiete von Differdingen setzt die Minetteformation nach der reichen Entfaltung der kieseligen Erze mit der Entwicklung der kalkigen Lagergruppen nach oben hin fort. Gegenüber der Einheit der kieseligen Lagergruppe ist die Entwicklung der kalkigen Lager in den beiden Teilgebieten recht verschieden.

Im Teilbecken von Esch haben wir die wichtigen kalkigen Lager, welche sich paläontologisch und petrographisch in eine untere und obere kalkige Gruppe zusammenfassen lassen. Über den kalkigen Lagern folgt noch ein petrographisch verschieden ausgebildetes Lager, das rote, sandige Lager mit welchem die Erzformation im Teilbecken von Esch abschließt, so daß wir hier folgende Lager haben:

	(Rotes, sandiges) Lager 4
Obere kalkige Gruppe	{ (Oberes, kalkiges Neben-)Lager 3b (Unteres, kalkiges Neben-)Lager 3a
Untere kalkige Gruppe	{ (Rotes Haupt-)Lager 3 (Gelbes Neben-)Lager 2a (Gelbes Haupt-)Lager 2 (Graues) Lager 1

Im Teilgebiet von Differdingen haben wir dagegen nur zwei kalkige Lager, den sogenannten Oberkalk (calcaire supérieur) und Unterkalk (calcaire inférieur). Eine über das ganze lothringisch-luxemburgische Gebiet verbreitete Geschiebebildung, gewöhnlich als «Konglomerat» bezeichnet, verbunden mit Emersionserscheinungen, zieht gleichförmig über beide Teilgebiete weg und schließt die Eisenerzformation ab.

Die stratigraphische Gegenüberstellung der kalkigen Lager in beiden Teilgebieten kann erst nach der Feststellung des paläontologischen Inhaltes der Schichten vorgenommen werden.

Die untere kalkige Lagergruppe beginnt mit den Kalkbänken unter dem (grauen) Lager 1 und schließt mit dem Dach des (roten Haupt-) Lagers 3 ab. Petrographisch ist die untere kalkige Gruppe dadurch charakterisiert, daß die Zwischenmittel in der Fazies eines sandigen, geschieferten Mergels, des «Buch» entwickelt sind, während der Kalkstein in schieferigen Lagen oder in Knollen den Eisenerzlagern eingeschaltet oder auf deren Dach beschränkt ist. In der oberen kalkigen Gruppe besteht auch das Zwischenmittel aus Kalkstein oder aus Muschelbänken (Bengelick).

Paläontologisch entspricht die untere Lagergruppe den Opalinusschichten. Die leitende Form, *Lioceras opalinum* REIN. wurde in neuerer Zeit durch S. BUCKMANN in mehrere Arten aufgespalten, wobei unter andern neben dem *Lioceras opalinum* REIN. in engerem Sinne ein *Lioceras partitum* S. BUCKMANN und ein *Lioceras*

plicatellum S. BUCKMANN abgetrennt wurden. Es hat sich nun gezeigt, daß *Lioceras plicatellum*, begleitet von *Lioceras partitum* nicht über das Dach des (grauen) Lagers 1 hinausgeht, während *Lioceras opalinum* ihr Hauptvorkommen im (gelben Haupt-) Lager 2 hat und kaum tiefer als bis in das Dach des (grauen) Lagers 1 heruntergeht. Zu *Lioceras opalinum* gesellt sich *Hammatoceras lotharingicum*, der ebenfalls auf die gelben Lager und das (rote Haupt-) Lager 3 beschränkt ist.

Dementsprechend hat N. LAUX die Opalinusschichten in zwei Horizonte getrennt und die Grenze zwischen dem untern Horizont des *Lioceras plicatellum* und dem obern Horizont des *Lioceras opalinum* über das Dach des (grauen) Lagers 1 gelegt.

Schichten des <i>Lioceras opalinum</i>	{	b) Horizont des <i>Lioceras opalinum</i> . Die (gelben) Lager 2 und 2a sowie das (rote Haupt-) Lager 3. a) Horizont des <i>Lioceras plicatellum</i> . (Graues) Lager 1.
--	---	---

In dem Dache des (roten Haupt-) Lagers 3 verschwinden die Ammoniten um erst in der Concavuszone wieder aufzutreten.

Zusatz während der Drucklegung.

Herr P. MAUBEUGE aus Nancy vertritt die Ansicht, daß *Lioceras opalinum* in der Erzformation überhaupt nicht vorkomme¹⁾ und daß das was von BRANCO, E. BENECKE, H. JOBY, O. GERARD u. a. als solche bestimmt wurde zu den von S. BUCKMANN aufgestellten neuen Gattungen *Pleydellia*, *Carnavaria*, *Cotteswoldia* zu stellen sei. Es ist hier nicht der Ort in diese paläontologische Diskussion einzugreifen, doch nehmen diese angefochtenen Formen des *Lioceras opalinum*, *partitum* und *plicatellum* jedenfalls den Schichtenhorizont ein, welcher der Zone des *Lioceras opalinum* zukommt, so daß kein Grund vorliegt diese Zonenbezeichnung fallen zu lassen.

1. Versteinerungen der Opalinuszone im Teilgebiete von Esch.

(Graues) Lager 1.

Brachiopoden :

Discina reflexa SOW.
Rhynchonella variabilis SCHLOTH.
Rhynchonella rimosa BUCH.
Rhynchonella spinosa SCHLOTH.

Trigonia navis LMCK.
Trigonia similis (BR.) AG.
Trigonia v. costata LYC.
Trigonia aff. Leckenbyi LYC.
Protocardia striatula PHILL.
Isocardia cordata J. BUCKM.

Bivalven :

Ostrea calceola ZIET.
Gryphaea ferruginea TERQ. var. *lobata*.
Lima (Plagiostoma) semicircularis GLDF.
Pecten (Camptonectes) lens SOW.
Pecten textorius SCHLOTH.
Pecten (Entolium) demissus PHILL.
Velopecten tuberculatus GLDF. sp.
Pseudomonotis (Avicula) elegans sp. MNSTR.
Gervilleia subtortuosa OPP.
Gervilleia Hartmanni GLDF.
Modiola gregaria ZIET.
Modiola Kochi BEN.
Tancredia incurva BEN.
Tancredia donaciformis LYC.
Astarte elegans SOW.

Arcomya elongata AG.
Pleuromya uniooides ROEM.
Pleuromya glabra AG.
Pleuromya elongata AG.
Ceromya aalensis QU. sp.
Ceromya bajociana D'ORB.
Goniomya Knorri AG.
Homomya obtusa AG.
Pholadomya fidicula SOW.
Pholadomya reticulata AG.
Gresslya major AG.

Gastropoden :

Pleurotomaria armata MNSTR.
Pleurotomaria cf. ornata SOW.

¹⁾ P. MAUBEUGE: Sur quelques ammonites de l'Aalénien ferrugineux du Luxembourg et sur l'échelle stratigraphique de la formation ferrifère franco-belge-luxembourgeoise. Archives de l'Institut Grand-Duché de Luxembourg, sect. des sciences, nouv. série, t. XVII, année 1947.

Belemniten :

Belemnites rhenanus OPP.
Belemnites subgiganteus BRANCO.
Belemnites cf. *incurvatus* ZIET.
Belemnites inornatus PHILL.
Belemnites breviformis VOLTZ.
Belemnites subclavatus VOLTZ.
Belemnites tripartitus SCHLOTH.

Ammoniten :

Lytoceras Wrighti S. S. BUCKM.
Oxynoticeras compressum BEN.
Oxynoticeras affine SEEB.
Oxynoticeras serrodens QU. sp.
Hammatoceras subinsigne OPP. sp.

Harpoceras lotharingicum BRANCO.
Harpoceras opalinum REIN. sp. ¹⁾
Harpoceras opalinum REIN. var. *comptum*.
Harpoceras partitum S. S. BUCKM.
Harpoceras plicatellum S. S. BUCKM.
Harpoceras subcomptum BRANCO.
Harpoceras cf. *fluitans* DUM. sp.
Harpoceras aalense ZIET. sp.
Harpoceras mactra DUM.
Harpoceras Moorei LYC. sp.
Harpoceras Hinsbergi BEN.

Vertebraten :

Ichthyosaurus sp.-Wirbel.

(Gelbes Haupt-)Lager 2 u. (gelbes Neben-)Lager 2a.

Anthozoen :

Thamnastraea sp.

Bivalven :

Ostrea calceola ZIET.
Pecten lens SOW.
Pecten demissus PHILL.
Lima ferruginea BEN.
Lima duplicata SOW.
Gervilleia Hartmanni GLDF.
Modiola gregaria GLDF.
Tancredia incurva BEN.
Astarte cf. *depressa* GLDF.
Astarte elegans SOW.
Trigonia navis LMCK.

Trigonia formosa LYC.
Cucullaea aalensis OPP.
Cucullaea (Macrodon) hirsonensis ARCH. sp.
Pronoella Spanieri BEN.
Pleuromya elongata AG.
Ceromya aalensis QU.
Homomya obtusa AG.
Pholadomya fidicula SOW.
Gresslya major AG.

Ammoniten :

Lytoceras Wrighti S. BUCKM.
Hammatoceras lotharingicum BRANCO.
Harpoceras opalinum REIN. sp.
Harpoceras costosum QU. sp.

(Rotes Haupt-)Lager 3.

Pflanzen :

Ptillophyllum sp.
Zamites sp.
Versteinertes Holz.

Anthozoen :

Montlivaultia cf. *sessilis* MNSTR.
Pentacrinus cf. *personatus* QU.

Bivalven :

Ostrea (Gryphaea) ferruginea TERQ.
Pecten (Entolium) lens PHILL.
Velopecten tuberculosus GLDF. sp.

Gervilleia subtortuosa OPP.
Mytilus jurensis SCHLOTH.
Tancredia incurva BEN.
Tancredia compressa TERQ.
Tancredia donaciformis LYC.
Astarte elegans SOW.
Astarte lotharingicum BEN.
Trigonia compta LYC.
Isocardia cordata J. BUCKM.
Protocardia sp.
Pronoella Lebruniana D'ORB.
Quenstedtia oblita MOOR. u. LYC.

¹⁾ Dach des grauen Lagers.

Ceromya aalensis QU.
Pleuromya unioides ROEM. sp.
Pleuromya elongata AG.
Pleuromya glabra AG.
Pholadomya reticulata AD.
Pholadomya fidicula SOW.

Hammatoceras cf. *lotharingicum* BEN.
Harpoceras aalense QU. sp.
Harpoceras lotharingicum BRANCO.
Harpoceras subcomptum BRANCO.
Harpoceras opalinum REIN.
Oxyntoceras compressum BEN. ¹⁾

Ammoniten :

Lytoceras Wrighti S. BUCKM.

Vertebraten :

Ichthyosaurus sp. Humerus und Wirbel.

Versteinerungen der kalkigen Lagergruppe des Teilgebietes von Differdingen.

Es bedeutet U.K. = unteres kalkiges Lager ; O.K. = oberes kalkiges Lager ; Zm^u = Zwischenmittel u n t e r dem U.K. ; Zm^m = Zwischenmittel zwischen U.K. und O.K. ; Zm^o = Zwischenmittel über dem O.K.

Die Zeichen : U.K., O.K. usw. hinter dem Fossilnamen beziehen sich auf das oberste bekannte Vorkommen.

Pflanzen :

Ptillophyllum sp. O.K.

Pronoella lotharingica BEN. Zm^m
Pleuromya unioides ROEM. U.K.
Ceromya aalensis QU. U.K.

Brachiopoden :

Terebratula infraoolithica DESL. U.K.
Terebratula ovoides SOW. U.K.

Belemniten :

Belemnites meta BLAINV. Zm^m
Belemnites rhenanus OPP. Zm^m
Belemnites inornatus PHILL. Zm^m
Belemnites incurvatus ZIET. Zm^m
Belemnites breviformis VOLTZ. U.K.

Bivalven :

Ostrea calceola ZIET. Zm^o
Gryphaea ferruginea TERQ. Zm^o
Gervilleia subtortuosa OPP. Zm^m
Avicula (Oxytoma) inaequivalvis SOW. Zm^m
Trigonia similis AG. Zm^o
Trigonia costatula LYC. Zm^m
Tancredia donaciformis LYC. U.K.
Tancredia compressa TERQ. O.K.
Nucula aalensis OPP. Zm^m
Isocardia cordata J. BUCKM. Zm^m

Ammoniten :

Lytoceras Wrighti BUCKM. U.K.
Hammatoceras sp. Zm^m
Harpoceras aalense QU. sp. Zm^m
Harpoceras Grandjeani BEN. Zm^m
Harpoceras lotharingicum BRANCO Zm^m

Die stratigraphische Stellung der kalkigen Lagergruppe des Teilgebietes von Differdingen.

Während in der kieseligen Lagergruppe östlich und westlich der Verwerfung von Deutsch-Oth gleiche Mächtigkeit in der Schichtenfolge und fast gleiche Zahl und gleicher Reichtum der Erzlager auftritt, macht sich bei den kalkigen Lagergruppen ein unvermittelter und auffallender Gegensatz sowohl hinsichtlich der Mächtigkeit der Gesamtschichtenfolge wie in Zahl und Reichtum der Erzlager diesseits und jenseits der Störungen geltend wie aus nachstehender Zusammenstellung hervorgeht.

¹⁾ Zwischen rotem Hauptlager und gelbem Nebenlager.

MÄCHTIGKEIT DER EISENERZFORMATION IN m IN DER KALKIGEN LAGERGRUPPE.

a) Teilgebiet von Esch. (Östlich der Verwerfung von Deutsch-Oth.)					b) Teilgebiet von Differdingen. (Westlich der Verwerfung von Deutsch-Oth.)	
Lagebezeichnung.	Rotes sandiges Lager.	Obere, kalkige Lagergruppe.	Untere, kalkige Lagergruppe.	Gesamt-mächtigkeit.	Lagebezeichnung.	Kalkige Lagergruppe.
St. Michel, Bohrung Nr. 8	3.25	15.70	19.25	38.20	Kamerberg (Deutsch-Oth) .	12.30
Monte-Rouge, Bohrung Nr. 100 .	3.80	14.23	23.17	41.20	Butte (Deutsch-Oth) . . .	15.55
Monte-Rouge, Bohrung Nr. 97 .	3.12	17.31	21.30	41.73	Laboulle (Beles)	12.04
Monte-Rouge Bohrung Nr. 40 . .	3.21	15.34	23.19	41.74	Katzenbusch (Oberkorn) .	10.00
Tagebau Kahlhoehl (Tetingen) . .	2.47	10.26	22.74	35.47	Zeiselsgrund	11.25
Bromeschberg (Kayl)	2.34	7.34	21.50	31.18	Halberg (Hussigny) . . .	10.70
Lannenbergl (Rümelingen)	3.25	13.17	18.20	34.62	Petit-Bois (Hussigny) . .	11.85
					Honsbusch (Differdingen) .	11.40

Die Schichtenfolge der kalkigen Lagergruppen führt also östlich der Verwerfung von Deutsch-Oth die regional verbreiteten, reichen, kalkigen Erzlager, meist mit über 30% Fe, während westlich der Verwerfung die kalkigen Lager nur lokal beschränkt als kalkiger Zuschlag mit 23—26% Fe abgebaut werden können.

Diese sowohl zeitlich wie räumlich unvermittelt auftretende Differenzierung der Ablagerung in zwei angrenzenden Gebieten weist auf das Dazwischentreten eines tektonischen Momentes an der Wende der Dumortierien- zur Opalinuszeit hin und als welches wir die Herausbildung einer Untiefe im Gebiete der heutigen Verwerfung von Deutsch-Oth annehmen dürfen. Dadurch wurde die Zufuhr und Verteilung der Sedimente, worunter auch die Eisenoolithe, dahin beeinflußt, daß im Westen eine beschränkte Ausbildung der kalkigen Lagergruppe eintrat. Eine Unterbrechung in der Schichtenfolge trat im Westen nicht ein und auch eine wesentliche Änderung der Fauna ist nicht festzustellen. Aus der Kontinuität der Schichtenfolge über dem obersten kieselligen Lager, dem (roten) Lager I, ist also zu schließen, daß auch im Teilbecken von Differdingen ein Äquivalent der kalkigen Lagergruppen des Teilbeckens von Esch vorhanden ist.

Versuchen wir die Synchronisierung der Ablagerungen beider Teilbecken an Hand des paläontologischen Materiales.

Im Teilgebiet von Esch sind alle Ammoniten auf die untere kalkige Lagergruppe beschränkt und erlöschen im (roten Haupt-) Lager 3. Keine Form steigt in die obere kalkige Lagergruppe hinauf. Ammoniten treten auch in der kalkigen Lagergruppe von Differdingen auf, sind noch im Zwischenmittel unter dem Oberkalk bekannt, und wurden in jüngster Zeit durch Herrn E. FUNCK auch im Oberkalk festgestellt.

Im Teilgebiete von Esch ist die untere, kalkige Lagergruppe durch *Harpoceras opalinum*, sowie *Harpoceras plicatellum* und *partitum* gekennzeichnet.

Diese Formen sind bis jetzt im Teilgebiet von Differdingen noch nicht bekannt geworden. Doch treten hier die gleichen Begleitformen der Opalinen Ammoniten auf wie im Gebiete von Esch: *Harpoceras aalense*, *Harpoceras lotharingicum*, *Lytoceras Wrighti*. *Harpoceras aalense* steigt bis unter den Oberkalk hinauf. Auffallend ist das Verhalten der *Hammatoceras* in beiden Teilgebieten. *Hammatoceras lotharingicum* ist im Teilgebiet von Esch auf die gelben Lager und das (rote Haupt-) Lager 3 beschränkt. Im Westen tritt in den Zwischenschichten zwischen Unter- und Oberkalk eine *Hammatoceras*form auf, die zwischen *Hammatoceras subinsigne* und *Hammatoceras Sieboldi* zu stellen ist, also auf einen relativ tiefen Horizont hinweist. Die kalkige Lagergruppe von Differdingen darf also wohl nicht höher gestellt werden als die untere kalkige Lagergruppe von Esch.

Bemerkenswert ist auch das Auftreten von *Harpoceras Grandjeani* in den Schichten zwischen dem Unter- und Oberkalk. *Harpoceras Grandjeani* zeigt Anklänge an die Dumortierienformen, was darauf hinweist, daß die Schichten in denen er auftritt nicht hoch über die Dumortieriensichten zu stellen sind.

Aus dem Vergleich der Faunen geht also hervor, daß die kalkige Lagergruppe von Differdingen, in ihrer Gesamtheit aufgefaßt, den Opalinusschichten und mithin der untern kalkigen Lagergruppe von Esch entspricht, ohne daß indeß die einzelnen Lager einander genau äquivalent sind. Das Auftreten der *Hammatoceras*-form im Zwischenmittel zwischen Unter- und Oberkalk weist darauf hin, daß der obere Teil der Lagergruppe die gelben Lager und das (rote Haupt-) Lager 3 vertritt, während der Unterkalk dem tiefern Teil der Opalinusschichten entspricht. Die Bezeichnung des Unterkalkes (1) als Äquivalent des grauen Lagers (1) und des Oberkalkes (3) als entsprechend dem (roten Haupt-) Lager 3 hat nur Annäherungswert. Zu einer schärferen Gegenüberstellung fehlen uns einstweilen die weiteren paläontologischen Unterlagen.

DIE MURCHISONAESCHICHTEN.

Über den Umfang dieser Schichtengruppe herrscht bei den verschiedenen Autoren Unstimmigkeit. BRANCO (1879) unterscheidet eine Schichtenfolge mit *Harpoceras Murchisonae* und *Pholadomya reticulata*, deren Unterregion alle Flöze über dem grauen Lager enthält, während die Oberregion die Mergel über dem Erz (marnes micacées) umfaßt. In der Unterregion wird *Harpoceras Murchisonae* als selten angegeben. (Er ist überhaupt in diesen Schichten nicht bekannt.) Über das Vorkommen in der Oberregion schreibt BRANCO: « Ich habe ihn nur an einer einzigen Stelle finden können, dort ist er häufig, aber immer nur habe ich die var. *acutum* Qu. gesehen, niemals var. *obtusum*. » (1879 p. 47). In der Fossiliste wird als Fundort Oettingen angegeben.

BENECKE beschränkt die Murchisonaesichten auf das (rote, sandige) Lager 4 und das Konglomerat und gibt an, daß die Schichten durch *Ludwigia Murchisonae* SOW. und *Lioceras bradfordense* S. S. BUCKMANN gekennzeichnet sind. Über den genaueren Horizont des Auftretens gibt BENECKE an: « Sehr wichtig ist es nun, daß noch über diesem Konglomerat oder dasselbe vielleicht stellenweise vertretend, einige Bänke eines mürben, leicht zerfallenden, gelben, glimmerführenden Sandsteines folgen, in denen allein bisher *Ludwigia Murchisonae* gefunden wurde, so am Galgenberg bei Esch und bei Oettingen und Düdelling » (1905 p. 47). Die erwähnten Fundorte liegen also im Sandstein über dem Konglomerat, wobei allerdings die Möglichkeit offen gelassen wird, daß dieser mürbe Sandstein das Konglomerat vertrete.

Nach N. LAUX (1922) umfassen die Murchisonaesichten die Schichtenfolge vom Dache (Bengelick) des (roten Haupt-) Lagers 3 bis zu dem Sandstein über dem Konglomerat. Über dem Sandstein beginnen die sandigen Mergel der Concavuzone. Weder *Ludwigia Murchisonae* noch *Lioceras bradfordense* werden erwähnt, sondern das vollständige Fehlen von Ammoniten in dieser Stufe betont. Mit diesem Sandstein sind jedenfalls die Murchisonaesichten abzuschließen, da unmittelbar darüber *Harpoceras concavum* reichlich auftritt. Da in dem Dache des (roten Haupt-) Lagers 3 *Harpoceras opalinum* verschwindet, ist hier eine untere Grenze gegeben. Es ist daher natürlich, in diesem Umfang die Murchisonaesichten anzunehmen. Die Frage der geologischen Position des Konglomerates und dessen Verbreitung sowie des darüber liegenden mürben, tonigen Sandsteines, ferner die Lage der *Harpoceras Murchisonae* beziehungsweise der *Ludwigia bradfordense* sind zu überprüfen.

Im Teilbecken von Esch umfassen die Murchisonaesichten innerhalb der von N. LAUX angenommenen Umgrenzung die obere kalkige Lagergruppe, das (rote sandige) Lager 4 und das Konglomerat mit dem abschließenden Sandstein. Nach KLÜPFEL (1918 p. 288) soll das Konglomerat als « Katzenbergkonglomerat » (nach dem Katzenberg bei Esch), der Sandstein als « Dachsandstein » bezeichnet werden.

Doch soll der Begriff « Katzenbergkonglomerat » etwas erweitert werden. Er umfaßt die Geröllagen im oberen Teile des (rotsandigen) Lager 4, den dieses abschließenden Sandstein und die über demselben liegenden Geschiebe. Soll der Sandstein besonders hervorgehoben werden, sprechen wir von « Dachsandstein ». Die Geschiebe sind « Aufarbeitungsgeschiebe » und die Konglomeratlagen im roten sandigen Lager werden kurz als « die Geröllagen » bezeichnet.

Der «Dachsandstein» schließt mit einer Emersionsfläche ab, welche Löcher von Bohrmuscheln trägt. Auf dieser Fläche liegen angebohrte, flache, hand- bis tellergröße Geschiebe aus kalkigem Sandstein und vereinzelte, gut gerundete Gerölle von Quarz oder Kalkstein.

Mächtigkeiten der oberen, kalkigen Lagergruppe: St. Michel bei Deutsch-Oth, Bohrung Nr. 8, 15.70 m; Konzession Monte-Rouge südlich Esch, Bohrung Nr. 100, 14.25 m; Nr. 99, 15.43 m; Nr. 97, 17.31 m; Nr. 96, 17.00 m; Nr. 85, 15.00 m; Tagebau Heintzenberg bei Esch, 13.49 m; Eweschboub bei Kayl, 14.29 m; Kahlhoehl bei Tetingen, 10.26 m; Lannenbergr bei Rümelingen, 11.50 m.

Die Mächtigkeit des (roten sandigen) Lagers 4 liegt zwischen 3 und 5 m mit Einschluß der geröllführenden Zwischenlagen. Der Dachsandstein mißt 0.40 bis 0.50 m.

Im Teilbecken von Differdingen ist die obere, kalkige Lagergruppe und das rote, sandige Lager nicht ausgebildet. Über dem Oberkalk (2) folgt eine 0.20 bis 0.30 m starke Lage von sandigem Kalkstein, der «Dachkalkstein». Dieser vertritt hier die Murchisonaeschichten. Seine obere Fläche ist ebenfalls glatt gewaschen, mit Austern bewachsen und trägt Löcher von Bohrmuscheln. Über dieser Emersionsfläche liegen, wie im Teilgebiete von Esch, flache Geschiebe und vereinzelte Gerölle.

Entgegen früheren Annahmen (BENECKE 1905, p. 47) treten die Murchisonaeformen aber nicht in dem Dachsandstein auf, sondern kommen, zusammen mit *Lioceras concavum*, erst in der Concavuzone vor, wie weiter unten an der Hand genauer Profile nachgewiesen wird. Sie liegen hier in sandigen Zwischenlagen in der Nähe des Dachsandsteines, aber von diesem deutlich durch die Emersionsfläche mit Geschieben getrennt.

Die Bezeichnung «Murchisonaeschichten» für die Schichtenfolge über dem (Roten Haupt-)Lager 3 und unter der Emersionsfläche im Becken von Esch in welcher jede Ammonitenform fehlt, kann nur aus Gründen des leichtern Vergleiches mit der Literatur beibehalten werden. Dazu kommt auch, daß diese Schichtenfolge nach ihrer Lamellibranchienfauna in ihrem Umfang tatsächlich dem entspricht, was in dem Profil der Schlucht von Gundershofen im Elsaß zu den Murchisonaeschichten gestellt wird.

Die Frage, welche Murchisonaeformen in unserer Minetteformation vorkommen und welches ihr genaues Lager ist, soll etwas näher erörtert werden:

Der Typus des *Harpoceras (Ludwigia) Murchisonae* ist durch SOWERBY nach einem Original von Portree auf der Insel Skey aufgestellt worden. QUENSTEDT unterschied bereits 1849 zwei Varietäten, den *Am. Murchisonae obtusus* und den *Am. Murchisonae acutus*.

Zwischen diesen beiden Extremen gibt es eine Menge Übergangsformen, wie sie von QUENSTEDT auf den Tafeln 58 und 59 des Werkes: «Die Ammoniten des schwäbischen Jura, 1883—1885» dargestellt sind. Aber der Sowerby'sche Typus fehlt unter sämtlichen Abbildungen. Er dürfte wohl in Schwaben nicht vorkommen.

Die Verteilung der Varietäten des Typus *Am. Murchisonae* ändert überhaupt stark aus einer Gegend in die andere. Varietäten, die in Schwaben häufig sind, treten in Frankreich und England selten auf und umgekehrt. So fehlt der Typus der Varietät des *Am. Murchisonae obtusus* außerhalb Schwabens ganz. Schon BRANCO (1879) weist darauf hin, daß in Lothringen nur die Varietät *acutus*, niemals aber var. *obtusus* angetroffen wird. Im Westen sind aber die Formen der Gruppe «*acutus*» häufig. Eine der Formen des QUENSTEDT'schen *Am. Murchisonae* var. *acutus*, die in Lothringen und Luxemburg nicht selten ist, wie zuerst BENECKE (1905, p. 421) feststellte, wurde von S. BUCKMANN als *Lioceras bradfordense* bezeichnet.

Lioceras bradfordense ist bei den geologischen Aufnahmen der Minetteformation häufig angetroffen worden, so unter dem Gangeschbusch an der Straße Rümelingen—Esch, in Esch über dem Park, an der Ostseite des Galgenbergr, am Heintzenbergr, Katzenbergr und Holzemerbergr bei Esch, an der Rotköppchen bei Niederkorn, in Stackels bei Rollingen. Der SOWERBY'sche Typus aber scheint wohl zu fehlen, oder doch äußerst selten zu sein. In der Sammlung LEESBERG soll nach BENECKE (1905) ein Exemplar von dem Plateau über den Tagebauen bei Düdelingen vorkommen, das er auf Tafel 57 Fig. 1 abbildet und als *Harpoceras Murchisonae* Sow. bezeichnet. Er gibt aber selbst an, daß dasselbe etwas von dem SOWERBY'schen Typus abweicht. Ich konnte das betreffende Stück der Sammlung LEESBERG nicht wiederfinden. Praktisch kommt jedenfalls nur *Lioceras bradfordense* als Vertreter der Murchisonaeformen in unserm Gebiete in Betracht. Er tritt aber, wie bereits bemerkt, nicht in den Mur-

chisonaeschichten, sondern mit *Harpoceras concavum* in der Concavuzone auf, was übrigens auch noch im Becken von Nancy der Fall ist. Ein genaues Profil konnte bei der Erweiterung der Straße Rümelingen—Esch unter dem Gangeschbusch aufgenommen werden.

Das (rotsandige) Lager 4 setzt sich hier aus wechselnden Lagen von oolithischem Eisenerz und grünlich-grauem Kalksandstein zusammen. Die Oolithe zeigen auffallende Größe; manche haben 2 bis 5 mm Durchmesser.

Nach oben sind der Erzbank kleine Gerölle eingelagert. Sie sind erbsen- bis haselnußgroß, gut gerollt, mit Eisenfirnis überzogen, so daß sie äußerlich Riesenoolithen gleichen. Seltenet sind Gerölle eines gelblichen Kalksteines, noch seltener weiße Quarzgerölle. Solche Lagen von Geröllen können sich in mehreren Bänken wiederholen.

Das (rotsandige) Lager 4 mit den Geröllagen schließt ab mit einem festen Kalksandstein von wechselnder Mächtigkeit von 0.40 bis 0.50 m. Das Gestein ist fein- bis grobkörnig, deutlich geschichtet, von graubrauner oder grauer Farbe, oft flyschartig, stellenweise etwas geröllführend. Es enthält nur Bruchstücke von Muscheln. Es ist der Dachsandstein. Die Oberfläche ist eine Emersionsfläche mit schlechten Spuren von Löchern von Bohrmuscheln. Auf der Emersionsfläche liegt eine bis 0.20 m starke Lage von flachen, hand- bis tellergroßen Geschieben von Kalksandstein, Toneisenstein, ei- bis faustgroßen Sandsteingeröllen und kleineren, meist dunklen Quarzgeröllen. Alle Gerölle und Geschiebe sind mechanischen Ursprungs. Sie zeigen einen deutlichen Aufarbeitungshorizont an. Diese Geschiebe und Gerölle werden in älteren Arbeiten vielfach mit dem Konglomerat im Dache des rotsandigen Lagers zusammengefaßt, von dem sie aber durch den Dachsandstein getrennt sind. Mit dieser Emersionsfläche schließen die Murchisonaeschichten ab.

Darüber folgen 1.20 bis 1.50 m mächtige, schieferig-bröckelige, sandige Mergel von rotbrauner, ins Violette schimmernder Farbe mit Eisenoolithen. Sie gehen vielfach in mürben, geschieferten, graublauen oder braunen Sandstein über. Gegen die Basis und gegen den oberen Teil der Mergel finden sich zu einem regelmäßigen Lager angeordnete, faustdicke, längliche, oft mit seitlichen Auswüchsen versehene Knollen eines graublauen, braun verwitternden, festen Kalkmergels mit gelblichen und braunen Oolithen. Diese Knollen sind Konkretionen chemischen Ursprungs. Die untere Lage liegt in nächster Nähe des Aufbereitungshorizontes, von dem aber diese Knollen scharf zu trennen sind. Die Knollen umschließen meistens eine Versteinerung. Am häufigsten wurden hier angetroffen: *Pholadomya reticulata*, *Gresslya major*, *Ludwigia bradfordense*, *Lioceras concavum*. Die gegen das Dach der Mergel auftretenden konkretionären Knollen führen die gleichen Formen.

Die gleichen Formen treten auch in dem weichen Sandstein und in dem sandigen Mergel, jedoch meist in Bruchstücken auf. Die sandigen Mergel mit braunem Sandstein und den Kalkknollen an der Basis und im Dache bilden die Concavuzone, in welcher *Ludwigia bradfordense* nebst *Lioceras concavum* zusammen vorkommen.

Darüber beginnen die graublauen oder dunkeln, verwittert gelblichen, glimmerhaltigen Mergel, die an der Basis reichlich kleine Phosphoritknollen führen. Es sind die «Mergel über dem Erze», die auch als Glimmermergel (*marnes micacées*) bezeichnet werden, mit denen wir die Sowerbyschichten beginnen, da in ihnen bereits an der Basis Sonninen auftreten.

Ein weiterer ergiebiger Aufschluß fand sich an der Nordwestecke des Heintzenberg bei Esch. Das (rote sandige) Lager 4 ist gut ausgebildet, mit großen Eisenoolithen und Pisoolithen. Im oberen Teile des Lagers treten gut gerundete, mit Eisenfirnis überzogene Gerölle auf. Dann folgt der Dachsandstein mit Geschieben. Über den mechanisch geformten Geschieben beginnen die violettbraunen Mergel mit Sandsteinen, 1.80 bis 2.00 m mächtig. An der Basis der Mergel liegen die lagenförmig angeordneten konkretionären Knollen von Mergelkalk. Eben solche Knollen treten wieder gegen das Dach der Mergel auf. Vereinzelt Knollen können auch in den Mergeln unregelmäßig verstreut sein. Mergel und Knollen führen reichlich Versteinerungen: *Ludwigia bradfordense*, *Lioceras concavum*, *Pholadomya reticulata*, *Pholadomya decorata*, *Gresslya major*, *Inoceramus polyplocus*, *Pecten textorius*.

Weder der Dachsandstein noch die Konglomeratlagen führen Ammoniten. Diese treten, wie aus den mitgeteilten Profilen hervorgeht, unmittelbar und reichlich über der Emersionsfläche mit Geschieben in den

chemisch abgesonderten Mergelknollen auf und setzen durch die ganze Folge von grauioletten Mergeln und braunen Sandsteinen fort bis in das Dach dieser Schichten.

Der mürbe, braune Sandstein, in welchem nach BENECKE (1905 p. 47 und p. 422) *Ludwigia bradfordense* am Galgenberg gefunden wurde, gehört in die *Concavuszone*.

Über der obersten Knollenlage beginnen die Glimmermergel, die an der Basis auch hier Phosphoritknöllchen führen. Ebenso fand sich hier ein größeres, nur kantengerundetes Stück von Gagat. Nahe der Basis der Mergel fand sich ein gut erhaltenes, kleines Exemplar von *Sonninia Sowerbyi* sp. Dies beweist, daß die Glimmermergel unsers Gebietes bereits Sonninien führen, wie auch in Lothringen einigerorts festgestellt wurde und daß mit ihnen die Sowerbyischichten zu beginnen sind.

Einen guten Aufschluß in den obersten Grenzschichten der Eisenerzformation im Teilgebiete von Differdingen boten große Baggerarbeiten in den Deckschichten des Tagebaues « Rotköppchen » bei Niederkorn (1942).

Über dem hier nicht abbauwürdigen Oberkalk (3) folgt: 1) Eine Bank von hellem, dichtem, klotzig absonderndem Kalkstein, 0.30 bis 0.50 m mächtig mit vereinzelt Oolithen, den wir als « Dachkalkstein » bezeichnen. Die obere Fläche ist abgewaschen, wellig, uneben und reichlich mit Serpeln und Löchern, von Bohrmuscheln herrührend, bedeckt. Es ist eine deutliche Emersionsfläche.

2) Auf dieser Fläche liegt eine 0.10 bis 0.20 m starke Lage von flachen Geschieben, die einem Aufarbeitungshorizont entsprechen. Die Geschiebe sind bis handgroß, flach und bestehen aus sandigem oder tonigem Kalkstein. Sie sind vielfach angebohrt, mit Eisenfirnis überzogen und mit Serpeln bedeckt. Mancherorts sind sie durch sekundären Kalktuff oder Mergel lose verkittet. Von diesen Geschieben liegen mikrographische Untersuchungen von L. CAYEUX (1922 p. 111) vor. Sie führen vereinzelt Eisenoolithe, die sich von den Oolithen der liegenden kalkigen Lagergruppe unterscheiden. Denn sie sind chloritisiert und bestehen z. T. aus Eisenkarbonat, während die Oolithe des Oberkalkes ausschließlich hämatisiert sind. CAYEUX schließt daraus, daß sie die Reste einer abgetragenen Schichtenfolge darstellen.

3) Darüber folgt, oft durch eine kaum einige cm starke Mergellage von den Geschieben getrennt, eine geschlossene Lage von Knollen eines oolithischen, festen, mergeligen Kalkes. Es sind typische Konkretionen chemischen Ursprungs mit eigentümlichen stumpfen Verästelungen, so daß manche Stücke wie ein plumpe Rehgeweih aussehen. Sie sind faust- bis über kopfgroß und entsprechen in ihrer geologischen Position und in ihrem Aufbau genau den konkretionären Knollen über dem Katzenbergkonglomerat. Sie sind fossilführend, *Ludwigia bradfordense* ist nicht selten, weniger häufig ist *Harpoceras concavum*.

Diese Knollen liegen an der Basis einer 0.50 bis 1.20 m mächtigen Folge von gut geschichteten, bräunlich-grauen, stark sandigen Mergeln, die stellenweise in einen lockern, mergeligen Sandstein übergehen oder lokal so reichlich Eisenoolithe führen, daß ein armes, mergelig-sandiges Erzlager entsteht. Den Mergeln sind vereinzelt Lagen eines feinen Muscheldetritus eingeschaltet. Stellenweise sind sie erfüllt mit Bruchstücken, seltener mit ganzen Schalen von *Inoceramus polyplocus*. Dazu kommt nicht selten *Ludwigia bradfordense*; weniger häufig stellt sich *Lioceras concavum* ein. Stellenweise ist wieder der lockere Sandstein erfüllt mit Bruchstücken von Bryozoen. Häufig sind ferner Bruchstücke von Belemniten, sowie *Pecten textorius*, *Velopecten tuberculosus*, *Pholadomya reticulata*, *Pecten demissus*, *Pecten lens*, *Gresslya major*, *Trigonia similis*, *Trigonia costata* und Bruchstücke von *Lima proboscidea*.

Im tiefsten Teile der Mergel können sich auch einzelne Geschiebe wiederholen. Sie bilden aufgearbeitetes Material auf sekundärer Lagerstätte.

Die Mergel schließen nach oben mit einer geschlossenen Lage konkretionärer Knollen von gleicher Gestalt und Fossilführung wie diejenigen an der Basis ab. Diese Mergel mit den Knollen entsprechen der *Concavuszone*, die sich gleichmäßig über das östliche und westliche Teilgebiet der Erzformation hinzieht.

4) Über der *Concavuszone* folgen auch hier die Glimmermergel in gleicher Ausbildung wie östlich der Verwerfung von Deutsch-Oth. Auch Phosphoritknöllchen treten ab und zu auf.

Den hellen Kalkstein bezeichnen wir als « Dachkalkstein »; Kalkstein und Geschiebe, wegen der besonders schönen Ausbildung rund um den Titelberg als « Titelbergkonglomerat ». Die Emersionsfläche über Katzenberg- und Titelbergkonglomerat ist gleichartig, ebenso sind die Geschiebe, sonst aber vertritt das « Titel-

bergkonglomerat» die ganzen Murchisonaeschichten, umfaßt also stratigraphisch mehr als das Katzenbergkonglomerat. Mit der Ausbildung der Emersionsfläche macht sich die trennende Schwelle im Gebiete der Verwerfung von Deutsch-Oth nicht mehr bemerkbar.

Die Geschiebelage und die Concavuzone lassen sich im ganzen Luxemburger Minettegebiet, wenn auch manchmal nur reduziert und in etwas abgeänderter Fazies, nachweisen. Um so auffallender ist es, daß die älteren Autoren die verbreitete Form *Lioceras concavum* nicht erkannt haben. BENECKE erwähnt zwar einen mürben Sandstein an der Ostseite des Galgenberges bei Esch über dem Konglomerat und unter den Glimmermergeln, in welchem *Lioceras bradfordense* aufgefunden wurde, faßt aber den Sandstein als Vertreter des Konglomerates auf und bezweifelt das Vorkommen des *Lioceras concavum*. Er glaubt, daß es sich um eine Jugendform der *L. bradfordense* handle. K. LIMPACH (1901) hatte ein «mergel-sandiges Lager» erkannt, das über dem «Dachsandstein» liegt und das er richtig von den Glimmermergeln abtrennte, aber er gibt keine Fossilien an und erst LAUX (1922) identifizierte diese eisenhaltigen Mergel, die er als «couche rouge marno sableuse» benannte, an Hand der Fossilien als Concavuzone.

Die Versteinerungen der Murchisonaeschichten.

a) Die beiden kalkigen Nebenlager des Teilbeckens von Esch.

Für die Erklärung der Abkürzung siehe: Die kalkigen Lager des Teilbeckens von Differdingen¹⁾.

Anthozoen:

Pentacrinus cf. *personatus* QU. U.K.

Brachiopoden:

Discina reflexa SOW. Zm^m

Bivalven:

Gryphaea ferruginea TERQ. O.K.

Pecten demissus PHILL. Zm^o

Pecten lens SOW. Zm^o

Gervilleia ferruginea BEN. Zm^o

Modiola plicata SOW. O.K.

Tancredia incurva BEN. Zm^o

Astarte Nicklesi BEN. U.K.

Astarte elegans SOW. O.K.

Trigonia similis AG. U.K. u. Zm^o

Isocardia cordata J. BUCKM. Zm^u

Protocardia sp. O.K.

Pleuromya elongata AG. U.K.

Lima duplicata SOW. O.K.

Lima ferruginea BEN. Zm^u

Lima semicircularis GLDF. Zm^o

Pinna opalina QU. Zm^o

Placunopsis jurensis M. u. L. Zm^u

Pecten pumilis LMCK. Zm^o

Pleuromya unioides ROEM. U.K.

Ceromya aalensis QU. U.K.

Pholadomya fidicula SOW. Zm^u

Belemniten:

Belemnites conoideus OPP. Zm^m

Belemnites incurvatus U.K.

Belemnites breviformis Zm^o

Vertebraten:

Plesiosaurus sp. Wirbel.

b) Das (rote sandige) Lager 4.

Versteinertes Holz.

Anthozoen:

Isastraea limitata M. EDW. u. H.

Montlivaultia cf. *sessilis* MNSTR.

Brachiopoden:

Discina reflexa SOW.

Terebratulula infraoolithica DESL.

Bivalven:

Pinna opalina QUENST.

Gervilleia? *ferruginea* BEN.

Gervilleia sp.

Lima (Plagiostoma) ferruginea BEN.

Lima (Plagiostoma) Leesbergi BRANCO.

¹⁾ Doch bedeutet hier: U.K. = (unteres kalkiges Neben)-Lager 3a; O.K. = (oberes kalkiges Neben)-Lager 3b. Die Lager liegen stratigraphisch höher als der Unterkalk (1) und der Oberkalk (3). Vgl. auch Tabelle VIII und IX.

Lima (Plagiostoma) semicircularis GLDF.
Ctenostreon proboscidea SOW.
Pecten textorius SCHLOTH.
Pecten demissus PHILL.
Pecten lens SOW.
Pecten (Variamussium) pumilis LMCK.
Velopecten tuberculatus GLDF.
Modiola cuneata SOW.
Astarte excavata SOW.
Astarte sp.
Trigonia Terquemi BEN.

Trigonia conjungens PHILL.
Trigonia similis AG.
Isocardia cordata J. BUCKM.
Placunopsis jurensis MOOR. und LYC.
Cucullaea aalensis QUENST.
Cucullaea inaequivalvis GLDF.
Pleuromya elongata AG.

Belemniten :

Belemnites tripartitus SCHLTH.
Belemnites incurvatus ZIET.
Belemnites spinatus QUENST.

c) Das Konglomerat und der Dachsandstein.

Anthozoen :

Montlivaultia cf. *sessilis* MNSTR.

Bivalven :

Pecten (Chlamys) cf. lotharingicum BRANCO.
Pecten (Camptonectes) lens SOW.
Pecten demissus PHILL.
Pecten pumilis LMCK.
Pecten spatulatus (ROEM.) QUENST.
Ctenostreon proboscidea SOW.
Ctenostreon pectiniforme SCHLTH.
Astarte sp.

Astarte elegans SOW.
Macrodon hirsonensis D'ARCH. sp.
Trigonia sp.
Trigonia costata PARK. (SOW).
Trigonia cf. conjungens PHILL.
Trigonia conjungens PHILL.
Trigonia similis BRANCO.
Nucula aalensis OPP.
Isocardia cordata J. BUCKM.
Pronoella Spanieri BEN.

Belemniten :

Belemnites spinatus QUEN.

Die Concavusschichten.

Die Concavusschichten, die im Zusammenhang mit dem die Murchisonaeschichten abschließenden Konglomerat in drei guten Aufschlüssen beschrieben wurden, sind in dem ganzen Luxemburger Minettegebiet ausgebildet und durch eine reiche Fauna gut charakterisiert. Sie umfassen die anderwärts manchmal getrennten Zonen der *Ludwigia bradfordense* und des *Lioceras concavum*.

Bereits am äußersten östlichen Rande der Minetteformationen, an den Hängen des « Gintzenberg » bei Düdelingen, wo nur mehr einige Erzlager angedeutet sind, beobachten wir in dem oberen Teile des schwach entwickelten rotsandigen Lagers die erbsen- bis haselnußgroßen, eisenglänzenden Gerölle, darüber den Dachsandstein mit Geschieben und die braunen, oolithischen, sandigen Mergel der Concavuzone, die sich scharf von den graublauen oder dunkeln Glimmermergeln abheben. Die Mächtigkeit der Concavuzone übersteigt kaum 0.80 m. Einige schlechte Aufschlüsse sieht man auch über den verfallenen Tagebauten an der Nordseite des Langenberg bei Düdelingen, in denen LIMPACH (1901) bereits das « mergelich-sandige Lager » erkannt hatte (Concavusschichten). Von hier kommt wohl das bei BENECKE (1905, Tafel LXII, Fig. 1, 1a, 1b) abgebildete Stück der Sammlung LEESBERG das « von dem Plateau über den Tagebauen » stammt und das er als *Amm. Murchisonae* bezeichnet, weil es dem Sowerby'schen Original näher steht als der *Ludwigia bradfordense*. Es ist dies unter den zahlreichen, in unserm Gebiete vorkommenden Stücken des *L. bradfordense* ein Einzelfall.

Bezeichnend ist im Osten des Minettegebietes die schwankende Mächtigkeit der Schichtenfolgen in den einzelnen Aufschlüssen. Manchmal bestehen die Geröllagen im Abschluß des rotsandigen Lagers aus einer nur fingerdicken Schicht von Muschelbreccien, Belemnitenbruchstücken und glänzenden Geröllen von 1 bis 2 mm

Durchmesser, über welchen ein kaum eine Handbreite mächtiger Dachstein mit einigen flachen Geschieben folgt. Darüber liegt dann ein nicht über 0.15 m mächtiger mürber, gelblicher Sandstein, der Vertreter der Concavusschicht und als Hangendes folgen die Glimmermergel. Dies ist beispielsweise die Entwicklung im obern Langertengrund zwischen Düdelingen und Tetingen. In geringem horizontalen Abstand, im Wodert, westlich Rümelingen, nimmt die Mächtigkeit rasch zu. Das rotsandige Lager ist abbauwürdig ausgebildet. Im obern Teil sind in mehreren Lagen eingeschaltet: feiner Muscheldetritus, sowie gröbere Bruchstücke und ganze Exemplare von *Pecten pumilis*, *Pecten textorius*, *Astarte* sp. Belemniten u. a. sowie zahlreiche, mit Eisenfirnis überzogene, gut gerundete Gerölle von Mergelkalk, Kalkstein, seltener von Quarz. Das (rote sandige) Lager 4 schließt ab mit einem festen Kalksandstein, der ebenfalls etwas Gerölle, sowie Streifen von groboolithischem Eisenerz führt. Die Mächtigkeit dieses «Dachsandsteines» schwankt zwischen 0.15 und 0.20 m.

Auf der obern Fläche des Dachsandsteines liegen länglichrunde oder abgeflachte Geschiebe von Kalksandstein; vereinzelte, firnisglänzende, kleinere Gerölle sind dazwischen gestreut. Faustgroße Stücke von wieder aufgearbeitetem Material aus den Geröllagen des rotsandigen Lagers sind ebenfalls anzutreffen. Vereinzelt dünne Tonlagen sind eingeschaltet.

Über den Geschieben folgen als Vertreter der Concavusschichten, 0.20 m grauer, starksandiger Mergel, und darüber 0.20 m mürber Sandstein. Mergel und Sandstein können sich aber in horizontaler wie in vertikaler Richtung vertreten. Darüber liegen die typischen «Glimmermergel».

Fossilien wurden in «Wodert» bis jetzt weder in dem Mergel noch in dem Sandstein gefunden. Aber in der unmittelbaren Fortsetzung nach Süden, im Tagebau «Steinberg», wird diese Schichtenfolge bis 1.20 m mächtig. Der graue, sandige Mergel geht hier stellenweise in violettbraunen, oolithischen Sandmergel über, wie er westlich Rümelingen typisch ist. Auch die konkretionären Kalkknollen, hier noch teilweise stark sandig, stellen sich ein. *Pecten textorius*, *Gresslya major*, *Pholadomya* cf. *frickensis* sind nicht selten. Ammoniten sind hier noch nicht aufgefunden worden.

Auch gegen den Nordrand der Minetteformation, am Bromeschberg, am Holleschberg (Nordseite), am Hutberg, ist die Concavuszone in der Fazies eines weichen, grauen, zwischen 0.40 und 1 m mächtigen Sandsteines entwickelt.

Gegen die Südseite des Holleschberg hin werden die Sandsteine mergelig. Es stellen sich Mergelknollen ein, die dann häufig *Ludwigia bradfordense*, seltener *Lioceras concavum* führen. Vom Holleschberg aus nach Westen und nach Süden hin haben wir dann die fossilreiche Entwicklung der Concavusschichten, wie sie weiter oben in zwei Profilen beschrieben wurde.

Auch im Gebiete westlich der Verwerfung von Deutsch-Oth sind die Concavusschichten überall vertreten, schwanken aber auch hier in der Mächtigkeit und in dem Reichtum an Versteinerungen. So beobachtet man in den Tagebauen auf der «Kahlbrück» oder im «Katzenbusch», beides westlich Oberkorn, über der Emersionsfläche mit Geschieben eine kaum 0.50 m starke Folge von braunen, sandigen Mergeln mit einnür Lage konkretionärer Mergelknollen gegen die Basis und gegen das Hangende mit vielen Bruchstücken von Muscheln unter denen nur *Pecten textorius* erkennbar ist. Im Tagebau Halberg haben wir die gleiche Entwicklung; auch hier sind die Mergel arm an gut erhaltenen Fossilien. Erst im Honsbusch bei Differdingen zeigte ein Aufschluß 1 m mächtige Mergel mit reicherer Fossilführung, worunter auch *Inoceramus polyplocus*, *Pholadomya reticulata* und *Ludwigia bradfordense* in ganz kleinen Exemplaren. Von hier ab gegen den Titelberg zu haben wir die reichere Entwicklung, wie sie in dem Aufschluß des Rotköppchen bei Niederkorn beschrieben wurde.

Die ausgeführten Untersuchungen ergeben also, daß eine getrennte Bradfordense-Zone nicht besteht. Überall treten in unserm Gebiete die beiden Formen *Ludwigia bradfordense* und *Lioceras concavum* zusammen auf. Die Bradfordense-Formen herrschen vielfach vor, aber weder petrographisch noch paläontologisch läßt sich eine Zweiteilung in getrennte Abteilungen, etwa mit Bradfordense-Formen unten und mit Cancavus-Formen oben durchführen. Auf Grund der Häufigkeit der leitenden Ammoniten wäre die Bezeichnung als Bradfordense-Stufe für die ganze Abteilung angebracht. Da dieselbe aber genau der Concavusstufe der HAUG'schen Gliederung des Aalenien entspricht und auch LAUX bereits den Namen Concavus-Zone angewandt hat, ist der Klarheit halber diese letztere Bezeichnung beizubehalten.

Versteinerungen der Concavusschichten.

Bryozoen

Brachiopoden :

Rhynchonella Krammi BEN.

Lamellibranchier :

Pecten textorius SCHLTH.

Pecten pumilis LMCK.

Velopecten tuberculatus GLDF.

Inoceramus polyplocus F. ROEM.

Mytilus plicatus SOW.

Macrodon hirsonensis D'ARCH.

Cucullaea inaequalis GLDF.

Lyonsia rugosa AG.

Lima Leesbergi BRANCO.

Lima (Ctenostreon) proboscidea SOW.

Astarte sp.

Ammoniten :

Trigonia costata Park. (SOW.)

Trigonia conjungens PHILL.

Pronoella lotharingica BEN.

Pleuromya unioidea A. ROEM.

Pholadomya reticulata AG.

Pholadomya fidicula SOW.

Pholadomya decorata ZIET.

Pholadomya glabra AG.

Gresslya abducta PHILL.

Gresslya major AG.

Belemniten :

Belemnites spinatus QU.

Belemnites breviformis VOLTZ.

N. LAUX hat in den Concavusschichten nachstehende Ammoniten festgestellt. Das von ihm gesammelte Material befindet sich im Landesmuseum, und ist durch Herrn Professor H. JOLY aus Nancy bestimmt worden.

Lioceras concavum SOW.

Lioceras concavum var. *apertum* S. S. BUCKM.

Lioceras concavum var. *formosum* S. S. BUCKM.

Lioceras ambiguum S. S. BUCKM.

Lioceras ambiguum var. *costosum* S. S. BUCKM.

Lioceras cf. *decipiens* S. S. BUCKM.

Lioceras decipiens var. *simile* S. S. BUCKM.

Lioceras fallax S. S. BUCKM.

Lioceras Thomsoni S. S. BUCKM.

Lioceras cf. *comptum* REIN.

Ludwigia rudis S. S. BUCKM.

Ludwigia Lucyi S. S. BUCKM.

Ludwigia laevigata S. S. BUCKM.

Ludwigella carinata S. S. BUCKM.

Ludwigella rugosa S. S. BUCKM.

Crickia reflua S. S. BUCKM.

Das Material stammt von Esch (Nordseite des Galgenberg), von Kayl (Eweschbour) und von Rümelingen (unter dem Gangesbusch).

Bei den geologischen Aufnahmen (1942) wurden in der Concavuzone an Ammoniten gesammelt :

Ludwigia bradfordense S. S. BUCKM.

Ludwigia Lucyi S. S. BUCKM.

Ludwigia concava formosa S. S. BUCKM.

Ludwigella cf. *carinata* S. S. BUCKM.

Lioceras concavum SOW.

Lioceras ambiguum S. S. BUCKM.

Lioceras cf. *fallax* S. S. BUCKM.

Vertebraten :

Ichthyosaurus. sp. -Wirbel.

Fundorte : Rümelingen, unterhalb Hof « Arbed » ; Esch : unterhalb Holzemberg, unterhalb der Höhe « Kalk », Ostseite vom Galgenberg, Nordwestecke vom Heintzenberg ; Differdingen : Honsbusch ; Niederkorn : Rotenberg, Maygrund ; Rodingen : Fond de Gras ; Rollingen : Stackels.

Im Landesmuseum befinden sich noch einige Stücke von *Ludwigia bradfordense* S. S. BUCKM. Als Lager wird angegeben : Couche rouge sableuse. Sie stammen zweifelsohne aus dem verwitterten Sandstein der Concavusschichten.

Fundort : Düdelingen, 2 Ex. ; Esch (Galgenberg), 3 Ex. ; Rümelingen, 1 Ex.

Die Grenze zwischen Aalenien (do^u) und Bajocien (do^m).

(Unteren und Mittlerem Dogger).

Mit den Concavusschichten schließt das Aalenien ab. Darüber folgen die Glimmermergel mit denen wir das Bajocien beginnen. BRANCO (1879) stellte zwar die Glimmermergel in die Oberregion der Murchisonae-schichten und VAN WERVEKE (1887) übernahm in den «Erläuterungen» die gleiche Einteilung, aber BENECKE (1901) schloß mit dem Konglomerate des rotsandigen Lagers den untern Dogger ab und rückte die Glimmermergel in die Sowerby, mit denen der Mittlere Dogger beginnt. Auch VAN WERVEKE (1901) schloß sich dieser Auffassung an. Die Concavuzone war wohl übersehen worden, oder genauer ausgedrückt, die mürben Sandsteine am Galgenberg, aus denen BENECKE (1905) *Ludwigia bradfordense* kannte, wurden zu den Murchisonae-schichten gestellt. N. LAUX (1922) zog die Glimmermergel als Vertreter der Disciteszone noch zum Aalenien, bezeichnet aber dieselben als Übergangszone zum Bajocien.

Die Grenze über den Concavusschichten ist jedoch sowohl petrographisch wie faunistisch scharf und leicht aufzufinden. Die leitenden Formen *Ludwigia bradfordense* und *Lioceras concavum* sind durch die ganze Schichtenfolge nicht selten, *Inoceramus polyplocus* ist stellenweise massenhaft. Auch die konkretionären Kalkknollen mit Eisenoolithen geben einen leicht erkennbaren Horizont im oberen Teile der braunvioletten Mergel ab.

Die Glimmermergel sind petrographisch scharf von den Concavusschichten geschieden und die an der Basis auftretenden Phosphoritknöllchen weisen auf Emersionserscheinungen hin. Die Form *Hyperlioceras discites*, die LAUX als Zonenfossil verwendet, ist bei uns noch nicht festgestellt worden, kommt aber nach KLÜPFEL in Lothringen mit *Sonninia Sowerbyi* zusammen in den Glimmermergeln vor. Bei uns wurde aber *Sonninia Sowerbyi* bereits nahe der Basis der Glimmermergel festgestellt. Auch in der Normandie treten nach LOUIS BRAZIL die Formen *Hyperlioceras discites* und *Sonninia Sowerbyi* zusammen auf. In England werden die Schichten mit *Hyperlioceras discites* und *Hyperlioceras Walkeri* als besondere Zone zusammengefaßt und der Stufe der *Sonninia Sowerbyi* angegliedert.

Diese wichtigen Tatsachen sprechen dafür, daß auch in der Luxemburger Juraformation die Grenze zwischen dem Aalenien und Bajocien über die Concavusschichten zu legen ist.

DIE MINETTE ALS SONDERFAZIES IM LOTHRINGISCH-LUXEMBURGISCHEN SEDIMENTATIONSRAUM DES AALENIEN.

Die oolithischen Eisenerzlager des lothringisch-luxemburgischen Aalenien sind keine an sich selbständigen Bildungen, sondern stehen in organischem Zusammenhang mit den geologischen Vorgängen, welche den sie einschließenden Gesteinskörper schufen. Genetisch betrachtet unterscheiden sie sich nicht wesentlich von einer Sedimentablagerung, mit welcher sie auch die Ablagerungsform gemeinsam haben und sind folglich auch nach den gleichen Gesetzen der Sedimentation gebildet worden. Nur in chemischer Hinsicht stellen sie einen abweichenden Bestandteil des übrigen erzfreien Anteils der Ablagerung dar. Sie gehören zu einer weitverbreiteten und in verschiedenen geologischen Stufen auftretenden Sonderfazies, die wir nach Inhalt und petrographischem Aufbau als Eisenoolithfazies bezeichnen und deren Entstehung an besondere Bedingungen geknüpft ist, auf welche später näher einzugehen ist.

Bei den Sedimentierungsvorgängen des Aalenien konnte das Eisenerz in solch unbedeutender Menge am Schichtenaufbau teilnehmen, daß ein erzarmes Zwischenmittel entstand oder es konnte sich bis zum abbauwürdigen Lager anhäufen. Zwischenmittel und Lager führen also Eisenerz, aber in verschiedener Menge und die Grenzen zwischen beiden sind vielfach unscharf. Was als Erzlager oder als Zwischenmittel aufzufassen ist, ist ein schwankender Begriff, der von wirtschaftlichen und hüttentechnischen Bedingungen abhängt. Die Ablagerung des Eisenerzes ging unter den gleichen Sedimentationsbedingungen wie die der begleitenden Gesteins-teile vor sich. Nur das Mengenverhältnis zwischen Eisenoolith und Gestein ändert in vertikaler wie auch in

horizontalen Richtung. Diese Verteilung ist aber keine willkürliche, sondern steht im Zusammenhang mit geotektonischen Vorgängen. Umgekehrt kann man demnach aus der Verteilung der Eisenerze die geotektonische Gestaltung des Bildungsraumes zur Zeit der Ablagerung rekonstruieren. Oder anders ausgedrückt: die geotektonische Fazies des Sedimentationsraumes des luxemburger Aalenien ist, ebenso wie bei andern sedimentären Bildungen, in der Verteilung und Entwicklung der oolithischen Eisenerzlager deutlich festgehalten worden. Denn jede Gesteinsfazies spiegelt die geotektonische Fazies wieder und erlaubt die vorangegangenen und begleitenden tektonischen Vorgänge herauszulesen. Besonders wenn eine Fazies sich in der Richtung der tektonischen Leitlinien hinzieht, darf man eine Beeinflussung durch die geotektonischen Bewegungen annehmen.

Jeder Erklärungsversuch der Verteilung und der Merkmale der verschiedenen Erzlager, wie petrographischer Aufbau, Mächtigkeit, Reichhaltigkeit, muß auf der Erfassung des tektonischen Aufbaues und der Entwicklung des Ablagerungsraumes, sowie der Bedingungen der Sedimentierung in diesem Raume beruhen und es ist dabei festzustellen, wie die Ausbildung der Eisenerzlager auf diese Vorgänge reagiert.

Die Ablagerungen unsers Aalenien sind echte Flachsee- und Litoralbildungen, deren Verteilung von zwei Vorgängen, nämlich von natürlichen Aufbereitungsvorgängen und von eigenartigen Entmischungsprozessen geregelt wird wie. J. WEIGELT recht anschaulich dargestellt hat.

Diese Vorgänge lassen sich heute am Strande der Flachsee an den Muschelschalenanhäufungen deutlich beobachten. Man findet bei diesen Schalenanhäufungen bei großer Artenarmut Massenhaftigkeit der Individuen gleicher Art. Neben dieser Eintönigkeit tritt in horizontaler Richtung ein scharfer, scheinbar unbegründeter Faunenwechsel auf, während in vertikaler Richtung die sich wiederholenden Muschelbänke durch fossilfreie oder fossilarme Gesteinslagen getrennt sind. Diese Anordnung entspricht aber keineswegs den natürlichen Lebensbedingungen der Strandfauna, sondern diese Sonderung erklärt sich durch Entmischungsvorgänge. Die Massenhaftigkeit der angehäuften Schalen entspricht auch nicht dem natürlichen Vorkommen, sondern das auf engem Raum angehäuften Material entstammt viel größeren Lebensräumen und ist durch Aufbereitungsvorgänge mit Hilfe von Wind und Strömung in wechselnder Richtung zustande gekommen.¹⁾

Die gleichen Vorgänge der Entwicklung und Aufbereitung machen sich bei der Ablagerung der Aalenien geltend. Dies zeigt sich in der Anordnung und Verteilung der Muschelbänke, der fossilarmen Gesteinslagen und der oolithischen Eisenerze sowohl räumlich nebeneinander wie vertikal übereinander. Das unregelmäßige Vorkommen der oolithischen Eisenerzkörner, bald vereinzelt im Zwischenmittel, bald in einzelnen Schmitzen und Linsen, bald zu bauwürdigen Lagern angehäuften, weist darauf hin, daß hier eine Konzentration in verschiedenster Abstufung infolge natürlicher Aufbereitungsvorgänge stattgefunden hat.

Daneben aber wurde die Faziesverteilung im Lothringisch-luxemburgischen Aalenien wesentlich durch die die Sedimentation begleitenden tektonischen Vorgänge beeinflusst, welche eine unruhige Gestaltung des Ablagerungsraumes zur Folge hatten.

Daß die geotektonischen Vorgänge hier eine wesentliche Rolle spielten, geht aus der Anordnung der Sedimente nach dem alten Plane der hercynischen Faltung mit vorherrschender NE—SW-Richtung hervor. Petrographische Ausbildung, Mächtigkeiten und Reichhaltigkeit sowie Verbreitung der Lagerung sind von dieser Richtung deutlich beeinflusst. Auch die Verwerfungen sind diesem alten Bauplane angepaßt.

Innerhalb des Zeitraumes der Eisenerzbildung im Aalenien gibt es nicht etwa ausgesprochene Perioden stärkerer oder schwächerer Oolithbildung, sondern Zeiten mehr oder weniger günstigen Zusammenwirkens der mechanischen Kräfte, welche die auf größerem Raum gebildeten Ooide in bevorzugten Zonen konzentrieren. Die Konzentration wird im Innern der Becken vor allem durch die Strömungen bewirkt, deren Richtung und Stärke vom Relief des Bodens stark beeinflusst werden.

Die Anschauung, wonach allgemein schon vielfach während der Sedimentation sich embryonale Bodenbewegungen geltend machen, welche Becken und Schwellen schaffen, wird durch das unruhige Relief des Untergrundes des lothringisch-luxemburgischen Aalenien und durch die eigentümliche Verteilung der Eisenoolith-

¹⁾ WEIGELT, J.: Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseegesteine und das Erzlager von Salzgitter. — Fortsch. der Geol. u. Paläont. Heft 4, p. 1. — Berlin 1923.

fazies bestätigt. Es handelt sich hier um eine allgemeine Bewegungstendenz des Gebietes der Lothringer Furche, die aus einer Reihe von differentiellen Einzelbewegungen besteht, welche sich in bestimmten Richtungen ablösen. Die Strömungen werden dabei natürlich parallel zu den sinkenden Becken hinziehen und diesen die Sedimente zuteilen, während in den aufsteigenden Schwellen untermeerische Abtragung erfolgen kann, wobei also Abtragungsmaterial mitten im Meere entsteht. Hier entscheidet also nicht landnah oder landfern über die Fazies und die Verteilung von Aufschüttung und Abtragung, sondern die durch die tektonische Bodenunruhe gelenkte Strömung. Wir verweisen auf die ähnlichen Vorgänge an der Basis des Rhät und im untersten Lias.

Die Eigentümlichkeiten der Tektonik des Sedimentationsraumes kommen deshalb in den unterscheidenden Merkmalen von petrographischem Aufbau, Zahl und Mächtigkeit der Lager zum Ausdruck. Diese Merkmale werden innerhalb einer tektonischen Einheit eine größere Übereinstimmung aufweisen. Wir gruppieren demnach naturgemäß die Lager nach tektonisch abgegrenzten Gebieten, so daß nicht mehr topographische Zufälligkeiten sondern tektonische Linien die Grenzen der Gruppen und Teilgebiete bilden.

Das Bestehen solcher auf tektonischer Grundlage abgegrenzter natürlicher Teilgebiete weist darauf hin, daß eine solche tektonisch bedingte Raumgestaltung bereits zur Zeit der Bildung der Erzlager wenigstens angedeutet war und daß die Verteilung der Erze weitgehend durch die Tektonik bestimmt wurde.

Auf diese Zusammenhänge hatte bereits VAN WERVEKE in einem Einzelfall hingewiesen. Er legte dar, daß das erzarme bis erzfreie Gebiet, welches die Becken von Nancy und von Briey trennt in der Fortsetzung des Lothringer Hauptsattels liegt, der sich während der Zeit der Minettebildung in heraushebender Bewegung befand. Das Erz schlug sich dann hauptsächlich in den angrenzenden Mulden nieder, während der Sattel erzarm bis erzfrei blieb. (1901 p. 292). Weitere allgemeine Schlüsse wurden nicht gezogen.

Etwas ausführlicher hat sich dann H. JOLY (1908) mit der Gestaltung des Untergrundes des Lothringer Eisenoolithgebietes und dessen Einfluß auf die Verteilung der Eisenerze befaßt. Er erwähnt, in Anlehnung an VAN WERVEKE, daß die etwa 30 km breite, eisenarme Zone zwischen Novéant und Marbache, welche die Becken von Briey und Nancy trennt, auf einer Schwelle liegt, die durch den hercynisch angelegten Kohlensattel von Buschborn vorgezeichnet war. In diesem Gebiete zeigte sich bereits vor Beginn des Aalenien Hebungstendenz, die bis zum Bajocien anhielt.

Die Erzgebiete von Nancy und Briey liegen in den tiefen Teilen der Luxemburger Mulde, die auf der Unterlage des hercynisch gefalteten Untergrundes Tendenz zu posthumer Bewegungen zeigt. Besonders im Aalenien machte sich lebhaftere Bodenunruhe bemerkbar, die zur Anlage von Verbiegungen im Untergrunde führte, wobei es zu Veränderungen im Verlaufe der Uferlinien sowie zu Senkungen und Hebungen kam. Diese tektonischen Veränderungen spielten eine wichtige Rolle bei der Verteilung der Eisenerze, die sich an den tiefsten Stellen häuften. (p. 198 u. 199.)

Klar wurden diese Beziehungen dann von J. BICHELONNE und P. ANGOT (1939) formuliert.

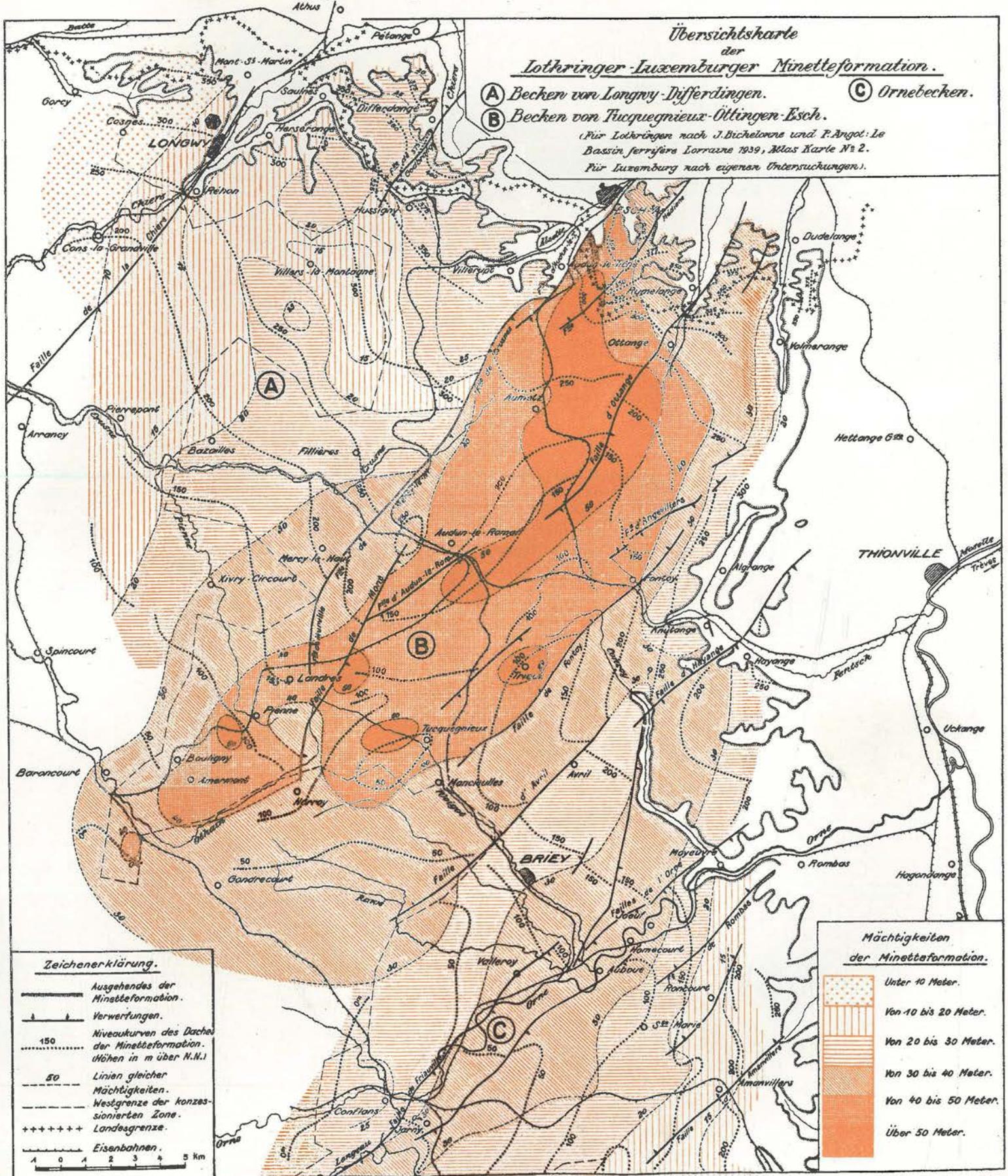
Auf Grundlage des tektonischen Baues läßt sich das lothringisch-luxemburgische Minettegebiet in nachstehende Becken gliedern:

- 1) Das Becken von Longwy an welches sich als integrierender Bestandteil das Teilgebiet von Differdingen anschließt.
- 2) Das Becken von Oettingen-Tucquigneux, welches im Norden in das Teilgebiet von Esch-Rümelingen fortsetzt.
- 3) Das Becken der Orne mit dem Nebenbecken von Ars.
- 4) Das Becken von Nancy.

Die Verwerfung von Deutsch-Oth—Crusnes bildet die Grenzlinie zwischen dem Becken von Longwy (Differdingen) und Oettingen (Esch).

Die Verwerfung von Avril trennt das Becken Oettingen-Tucquigneux von dem Becken der Orne, zwischen letzterem und dem Nebenbecken von Ars zieht die Verwerfung von Amansweiler durch.

Alle diese trennenden Verwerfungen liegen auf Sätteln. Die Sättel stellen ursprünglich erzärmere Zonen dar, welche sich zwischen den erzureichen Mulden hinziehen. Erst nachträglich wurden diese Sättel durch



streichende Verwerfungen zerrissen. Auf diese verschiedenartige Ausbildung der Eisenerzlager in den Mulden und auf den Sätteln ist in dem nachfolgenden Kapitel näher einzugehen.

Oberflächlich bilden alle diese Becken ein zusammenhängendes Areal, das Plateau von Briey, das im Norden und Osten durch einen Erosionsrand, im Süden durch die Verwerfung Metz-Gorce begrenzt ist.

Das Becken von Nancy ist durch den erzfreien Sattel von Pont-à-Mousson, einer Verlängerung des Lothringer Hauptsattels, von den nördlich gelegenen Becken getrennt.

Die Tatsache des Bestehens individualisierter Teilbecken seit dem Aalenien läßt es schon vorab wenig wahrscheinlich erscheinen, daß in allen Teilbecken die gleichen Erzlager sich in dem genau gleichen stratigraphischen Horizont wiederfinden, sondern, daß mit der Intensität und Verlagerung der Bodenbewegungen leichte Verschiebungen in horizontalem wie in vertikalem Sinne eintreten. Doch besteht eine kieselige Lagergruppe innerhalb der Dumortierenschichten in allen Becken, während eine untere Lagergruppe innerhalb der Opalinusschichten im Becken von Nancy fehlt, sonst aber überall vertreten ist. Die innerhalb der Murchisonae-schichten auftretende obere kalkige Lagergruppe nebst dem isoliert dastehenden roten sandigen Lager sind auf das Becken von Oettingen-Tucquegnieux (Esch) beschränkt.

Tektonik des Sedimentationsraumes und Ausbildung des Erzkörpers.

Auffallend ist hier in erster Linie der Zusammenhang zwischen der Gestaltung des Ablagerungsraumes und der Mächtigkeit der Minetteformation (Vergleiche die Karte Tafel Nr. I auf welcher die Mächtigkeiten für Lothringen nach der Karte Nr. 2 des Atlases von BICHELONNE und ANGOT (1939), für Luxemburg nach eigenen Untersuchungen eingetragen sind.)

Das Teilbecken von Oettingen-Tucquegnieux mit Esch-Rümelingen bildet eine langgezogene schmale Senke zwischen zwei Antiklinalzonen ungleicher Ausbildung, auf denen zwei, in gleicher Richtung wie die Antiklinalen streichende Verwerfungen liegen. Im Luxemburger Gebiet wird die Mulde äußerst flach, sie ist aber immerhin noch deutlich zu erkennen. Durch den Mittelsprung wird sie in ihrem nördlichen Teil in der streichenden Richtung zerrissen.

Die Antiklinale, welche die Mulde im Westen ablöst, ist gut ausgeprägt. Sie verläuft vom Galgenberg bei Esch in SW-Richtung auf eine Strecke von 15 km und verwischt sich dann allmählich hinter Bonvillers und Murville. Auf Luxemburger Gebiet sind in dieselbe mehrere kleinere Verbiegungen eingeschaltet. Auf dieser Antiklinale liegt die Verwerfung Deutsch-Oth—Crusnes. Die östliche Antiklinale ist flacher und weniger scharf ausgeprägt. Auf ihr liegt die Verwerfung von Avril.

Das Maximum der Mächtigkeit der Minetteformation liegt im Graben. Sie ist im zentralen Teile fast 60 m, bleibt zu beiden Seiten der Achse auf 50 m und sinkt innerhalb der begrenzenden Verwerfungen nicht unter 40 m. Als wichtig ist zu bemerken, daß im Nordwesten des Beckens, an der Verwerfung von Deutsch-Oth, die Mächtigkeit von 40 m unvermittelt gegen eine solche von 20 und 25 m abstößt, während südlicher an der obern Crusnes, wo der Sattel verwischt ist und auch die Verwerfung ausklingt, dieser Gegensatz nicht mehr besteht.

Gleiche Unterschiede sind in der Nähe der Verwerfung von Avril zu beobachten. Im Tale des Woigot, nordwestlich der Verwerfung ist die Mächtigkeit beispielsweise 35 m, in einem Bohrloch südöstlich der Verwerfung nur mehr 24 m. Beide Punkte liegen nur um 300 bis 400 m von der Verwerfung. Auch bei Esch und Deutsch-Oth bestehen diesseits und jenseits der Verwerfung auffallende Unterschiede. An der Westseite des Galgenberg ist die Mächtigkeit der kalkigen Lagergruppen 30 m, in der Konzession Mont-Rouge in der Nähe der Verwerfung sogar 38 bis 40 m. Jenseits der Verwerfung, in kaum 300 m Abstand von dem Betriebsstollen von Mont-Rouge ist die Mächtigkeit nur mehr 14 m.

Die kieselige Lagergruppe weist in ihrer ganzen horizontalen Ausdehnung nur geringe Unterschiede in der Mächtigkeit auf. Die Schwankungen liegen stets innerhalb der kalkigen Lagergruppen, deren Mächtigkeit manchmal innerhalb eines Abstandes von weniger als 1 km um die Hälfte oder gar um zwei Drittel reduziert ist. Die größeren Mächtigkeiten liegen stets in dem abgesunkenen Flügel.

Das stratigraphische Äquivalent des (grauen) Lagers 1, wie es östlich der Verwerfung von Deutsch-Oth besteht, ist westlich der Verwerfung der Unterkalk (1). In Farbe, petrographischem Aufbau und Mächtigkeit sind beide Lager verschieden. Nur in paläontologischer Hinsicht sind sie gleichwertig. Wo aber nördlich Landres die Verwerfung ausklingt und der trennende Rücken sich so verwischt, daß das Becken von Longwy und das von Oettingen ineinander übergehen, da verschwinden auch die Unterschiede in der Ausbildung der Lager, der Unterkalk (1) geht in das (graue) Lager 1 über (BICHELOU et ANGOT, 1939, p. 135 ff.)

Da diese Unterschiede nur in den kalkigen Lagergruppen auftreten, muß am Abschluß der Dumortierienzeit eine stärkere Veränderung in der Topographie des Meeresgrundes eingetreten sein, wodurch diesseits und jenseits schmaler Zonen, in welchen heute Verwerfungen liegen, verschiedene Ablagerungsbedingungen entstanden. Demnach wären die heutigen Verwerfungen nur die letzte Phase einer tektonischen Bewegung, welche zu Beginn der Opalinuszeit eine Schwelle schuf, die dann flexurartig aufgetrieben wurde, wobei der eine Flügel absank und Muldencharakter annahm während der andere aufstieg. Dadurch wurden Sedimentationsbedingungen geschaffen, die eine intensivere Ablagerung in dem absinkenden Teile und gehemmte Zufuhr in dem aufsteigenden Flügel bewirkten.

Die Ausbildung des Beckens von Longwy (Differdingen) wurde im Vorhergehenden bereits gestreift. Die Differenzierung beider Becken reicht bis zu Beginn der Opalinuszeit zurück. In der Dumortierienzeit besteht in dem ganzen Gebiete im allgemeinen eine regelmäßige Gestaltung des Ablagerungsraumes, die keine merkliche Differenzierung der Sedimentation zuläßt. Die Erzbildung setzt zuerst im Westen mit dem (grünen) Lager IV ein und schreitet nach Osten fort. Mit dem Lager III beherrscht sie aber bereits den ganzen horizontalen Raum der kieseligen Gruppe. Aus der östlich und westlich der Verwerfung von Deutsch-Oth verschiedenen Ausbildung der kalkigen Lager läßt sich, wie höher bemerkt, schlußfolgern, daß die Trennung beider Becken zu Beginn der Opalinuszeit mit einer Schwelle begann, die in der Murchisonaezeit zur Flexur umgebildet wurde. Dabei sank der östliche Flügel um Raum für die Ablagerung der oberen kalkigen Lagergruppe nebst dem rot-sandigen Lager zu schaffen, während der westliche Flügel sich hob, so daß es hier nur zur Bildung des Dachsteinkalkes kam. Eine allgemeine Emersion, im Abschluß der Murchisonaezeit setzte der Erzbildung ein Ende. Die Concavusschichten ziehen dann gleichmäßig über das ganze Minettegebiet hinweg. Es herrschten wieder gleichartige Ablagerungsbedingungen für den ganzen Raum wie in der Dumortierienzeit.

Tektonisch ist das Becken von Longwy (Differdingen) ruhiger gestaltet als dasjenige von Oettingen (Esch). Das Einfallen ist ein sehr flaches und gleichmäßiges gegen SW. Die Höhenkurven der Glimmermergel zeigen eine etwa NE—SW streichende sehr flache Einmündung, die in ihrem mittleren Teile in streichender Richtung von der Verwerfung Differdingen—Godbrange durchzogen wird.

Aus dem Vorhergehenden ergeben sich unzweifelhaft Beziehungen zwischen der Mächtigkeit und Ausdehnung der abbauwürdigen Eisenerzlager und der unterirdischen Topographie ihres Sedimentationsraumes, auf welche im Zusammenhang kurz hingewiesen sei.

Die kieselige Lagergruppe zeigt im ganzen Gebiete der lothringisch-luxemburgischen Minetteformation eine relativ gleichbleibende Mächtigkeit und gleichartige Entwicklung und besteht aus einer Folge von grauen oder grünlichen mergeligen Sandsteinen mit eingestreuten Eisenoolithen, in welchen die Lager nur durch den bis zur Abbauwürdigkeit zunehmenden Eisengehalt, vielfach ohne scharf begrenztes Hangendes und Liegendes, gekennzeichnet sind. Dies weist auf gleichmäßige Sedimentation ohne ruckartige Störung des bestehenden Gleichgewichtszustandes hin. Das (grüne) Lager IV tritt nur im Becken von Longwy auf, wo es größere Räume einnimmt. Es setzt im Westen bereits im Hangenden der Fallaciosusschichten an und steigt im Osten in den unteren Teil der Dumortieriensichten hinauf. Die Faziesgrenzen schneiden sich also mit den Zeitgrenzen.

Das kieselige Lager III hat ebenfalls seine Hauptausdehnung im Becken von Longwy, wo es als (schwarzes) Lager III auftritt, während es im Becken von Oettingen-Esch (grünes) Lager III auf geringen Raum im westlichen Teile des Beckens beschränkt bleibt. Man hat den Eindruck, daß die Eisenerzbildung nur allmählich nach Südosten und Osten hin an Raum gewinnt. Die höheren kieseligen Lager II und I (siehe die Tabelle der Erzlager) nehmen südöstlich und nordwestlich des Oth Sprunges etwa gleiche Räume ein. Die gleichen Beob-

achtungen über relativ konstante Mächtigkeit der Lager, über allmählichen Übergang vom Zwischenmittel zum Eisenerzlager, lassen sich auch im Becken von Nancy machen.

In dieser im allgemeinen gleichartigen Ausbildung der kieseligen Lagergruppe über größere Räume hin zeigt also nichts auf unvermittelte Störungen im Verlaufe der Sedimentation hin. Nichts läßt durch auffallende Zunahme der Mächtigkeiten oder in der Richtung der Verteilung der Erzlager auf eine Beeinflussung durch eine bewegte Topographie des Untergrundes schließen, sondern die Ablagerung vollzog sich in einem relativ tiefen und ruhigen Meere. Nur bei Pont-à-Mousson war eine Schwelle in Ausbildung, welche die Ablagerung der Eisenoolithe in diesem Gebiete ungünstig beeinflusste.

Einen auffallenden Kontrast hierzu bietet die Zeit der Ausbildung der kalkigen Lagergruppen. Die für das Eisenerz günstigen Ablagerungsbedingungen verschieben sich nach dem Innern des Beckens von Oettingen. In dem Becken von Nancy hört die Eisenerzbildung auf und in dem Becken von Longwy ist sie stark gehemmt und auf zwei unbedeutende kalkige Lager beschränkt. Verbiegung des Meeresbodens mit Mulden- und Sattelbildung setzt nach Abschluß der Dumortierzeit ein und je schärfer der Gegensatz zwischen sich senkendem und hebendem Meeresboden wird, desto mehr beschränkt sich die Bildung der Erzlager auf die Mulden. Die Bodenunruhe bewirkt wiederholte Störungen im bestehenden Gleichgewichtszustand der Sedimentation, was sich im unvermittelten Wechsel des Chemismus der Gesteine äußert. Hierauf weisen auch die häufig eingeschalteten, oft starken Muschelbänke (Bengelick) hin.

Mit dem Abschluß der Muschelbank im Dache des (roten Haupt-) Lagers 3 setzt die Erzbildung im Becken von Longwy ganz aus und im Becken von Oettingen geht sie ihrem Ende entgegen. Kreuzschichtung und Muschelbänke sind besonders häufig in der oberen kalkigen Lagergruppe. Mit dem roten, sandigen Lager setzen Ablagerungsbedingungen ein, die auf eine Verlandung hinweisen. Besonders das Konglomerat leitet einen Wechsel ein, der zur Emersion überleitet, mit welcher die Eisenerzbildung zum Abschluß kommt.

DIE VERWERFUNGEN.

Der Ablagerungsraum der Luxemburger Minette wird von mehreren Verwerfungen durchsetzt, deren Entstehung zum Teil bereits im Aalenien durch Verbiegungen angedeutet ist und welche insoweit auch damals bereits die Verteilung der Sedimente beeinflussten. Auf diese Tatsache muß auch bei der Erklärung des Zustandekommens der Erzlager Rücksicht genommen werden.

Wenngleich die Verwerfungen des gesamten Luxemburger Sedimentationsraumes mit dem allgemeinen tektonischen Bau im Zusammenhang besprochen werden, sei zum bessern Verständnis der Kapitel über die Entwicklung und Gliederung des Ablagerungsraumes und über die Genesis der Minette vorwegnehmend hier das Wichtigste mitgeteilt.

Nach abnehmender tektonischer Wichtigkeit geordnet, durchziehen das Luxemburger Minettegebiet: Der Sprung von Deutsch-Oth, der Mittelsprung, der Differdinger Sprung und der Oettinger Sprung. Die Verwerfung von Düdéligen hat ganz lokale Bedeutung.

Die Verwerfung von Deutsch-Oth.

Die Verwerfung von Deutsch-Oth ist die bedeutendste tektonische Störung des ganzen lothringisch-luxemburgischen Minettegebietes. Die Sprunghöhe erreicht am Kamerberg bei Deutsch-Oth ihr Maximum und beträgt 125 m¹⁾, nimmt aber nach Norden und nach Süden hin schnell ab. Sie beträgt halbwegs Esch—Deutsch-Oth noch 45 m, am Nordrande des Lallinger Berg 40 m, zwischen Hoffmann's Neumühle und Bergem 25 bis 30 m. Nach Süden hin ist sie durch den Bergbau bis nach Errouville nachgewiesen. Von hier ab ist ihre Fortsetzung

¹⁾ Die Sohle des (braunen) Lagers I liegt unmittelbar östlich des Sprunges bei 244 m, die Sohle des (roten) Lagers I liegt am Kamerberg bei 369 m über N. N.

nicht genau bekannt. Sie springt aber wahrscheinlich in die Verwerfung von Mercy-le-Haut und Murville über und klingt in der Gegend von Landres aus. Nach Norden hin begrenzt die Verwerfung die Westseite des Katzenberg, die Nordseite des Galgenberg und des Lallingerberg bei Esch. Bis dahin ist sie auch topographisch gut ausgeprägt. Vom Nordende des Lallingerberg schwenkt sie in die Talau der Alzette ein, liegt von hier ab in den weichen Mergeln des Obern und Mittleren Lias und tritt topographisch nicht in Erscheinung bis bei Hesperingen, wo die Steilwand des Luxemburger Sandsteines in Kontakt mit dem Davoeikalk und den Raricosatenschichten tritt. Der weitere Verlauf soll in dem Kapitel über die Tektonik des Gutlandes erörtert werden.

Der Other Sprung verwirft den südöstlich davon gelegenen Teil in die Tiefe. Die Verwerfungsfläche fällt unter einem Winkel von 50 bis 65 Grad nach SE ein. Die Streichrichtung verläuft SW—NE, also in der variscischen Richtung. Weil der Ostflügel durch seine tiefe Lage mehr vor der Abtragung geschont war, liegt das nördliche Ausgehende der Minetteformation bei Schifflingen, während auf dem mehr exponierten Westflügel dasselbe bei Deutsch-Oth endigt. Die Erzformation scheint also östlich der Verwerfung gleichsam um 3 km vorgeschoben. Diese intensive Auswaschung auf der Verwerfung wurde durch die abtragende Tätigkeit der Alzette gefördert, deren Quellen zum Teil unmittelbar auf der Verwerfung auftreten.

Der Deutsch-Other Sprung galt von jeher als die Grenze zwischen dem vorherrschend kalkigen Teilgebiete von Esch und dem vorherrschend kieseligen Teilgebiete von Differdingen. Es wurde angenommen, daß das graue Lager östlich des Sprunges kalkig, westlich desselben kieselig ausgebildet sei, wobei der Sprung bei der Entstehung der Erzlager eine Rolle spielte. Beide Lager haben aber nichts als die Farbe gemeinsam und gehören verschiedenen paläontologischen Horizonten an, wie bereits höher dargelegt wurde. Die Verwerfung von Deutsch-Oth bezeichnet eine wichtige tektonische Linie und trennt zwei Teilgebiete unsers Erzgebietes mit verschiedener Entwicklung, aber nicht in dem Sinne, daß westlich dieser Zone sich ein Übergang des kalkigen Erzes in kieseliges vollziehe. Wie bereits dargelegt, zeigt die kieselige Lagergruppe gleichartige Ausbildung durch das ganze Erzgebiet und erst mit der Bildung der kalkigen Lagergruppen setzte die Differenzierung ein, wobei in der Zone der heutigen Verwerfung eine Schwelle entstand, die zur Flexur wurde und im Osten und im Westen verschiedene Ablagerungsbedingungen schuf, so daß im Westen infolge Heraushebung die Ausbildung der Erzlager verkümmerte, während im Osten infolge Absinken die Sedimentierung kräftiger einsetzte. Erst im Tertiär wurde die Flexur von der Verwerfung durchsetzt.

Der Mittelsprung (faille médiane).

Der Mittelsprung stellt das Spiegelbild zum Deutsch-Other Sprung dar. Er streicht ebenfalls SW—NE, doch fällt die Klufffläche nach Westen, also auf diejenige des Deutsch-Other Sprunges zu. Er verwirft das westlich der Kluff gelegene Rindenstück, so daß eine, beiderseits durch Verwerfungen begrenzte, Mulde entsteht. Die Klufffläche fällt gewöhnlich unter einem Winkel von 45 bis 60 Grad ein, doch kann dieser bis zu 70 Grad ansteigen.

Das Maximum der Sprunghöhe von 45 m, gemessen an der Basis des grauen Lagers, liegt zwischen Eweschbour bei Kayl und der lothringisch-luxemburgischen Landesgrenze. Nördlich Eweschbour nimmt die Sprunghöhe ab. Sie ist am Kayler Galgenberg noch 20 m und zersplittert am Broucher Berg in zwei Bündel kleinerer Sprünge von 2 bis 5 m Verwurfshöhe. Die Gesamtsprunghöhe ist hier 12 bis 15 m. In der Ebene zwischen Kayl und Nörtzingen klingt die Verwerfung aus. Nahe der Landesgrenze gabelt sich die Verwerfung. Im Origerbusch ist die Gesamtsprunghöhe 42 m. Der östliche Ast hat hier eine unbedeutende Sprunghöhe, aber das Kluffbild ist scharf. Die Kluff ist 6 bis 7 m breit, durch scharfe Kluffflächen begrenzt und mit eckig zerbrochenen Gesteinstrümmern und mit verlehnten Gereibsel erfüllt. Am westlichen Ast ging die Hauptverschiebung vor sich, aber die Kluffflächen zeigen weniger scharfe Begrenzung. Zwischen den beiden Ästen sind aber keine regelmäßigen Erzlager anzutreffen, sondern ein wildes Durcheinander von zerbrochenem Gestein. Beim Annähern an die Kluff von Westen her verschlechtern sich die Erzlager und deren Mächtigkeit nimmt ab. Aggregate von Calcit mit Pyrit bis über Faustgröße treten vielfach auf. Die beiden Äste verschwinden bald nach SW hin.

Anderwärts sind hingegen Anreicherungen in unmittelbarer Nähe des Sprunges zu beobachten, so in Eweschtour und am Hendeler Berg. Hier enthält das rote Lager 40 bis 41 % Fe, das zum Teil aus Magnetit besteht. Die Anreicherungen und Verarmungen haben aber nichts mit der Verwerfung an sich zu tun. Man trifft sie inmitten gut entwickelter, tektonisch ungestörter Partien der einzelnen Lager. Sie sind auf in verschiedenem Grade günstige Ablagerungsbedingungen zurückzuführen, wobei im Allgemeinen Anreicherung in den Muldengebieten, Verarmung auf den Sätteln auftritt. Solche Mulden und Sättel konnten später von streichenden Verwerfungen durchsetzt werden.

Der Oettinger Sprung.

Der Oettinger Sprung ist für den Abbau der Minette auf Luxemburger Gebiet von ganz untergeordneter Bedeutung. Er fällt steil nach SE ein und verwirft das östlich davon gelegene Rindenstück. Er setzt südlich Tressingen in Lothringen an und hat bei dieser Ortschaft 15 m Sprunghöhe, an der Straße von Nonkeil nach Deutsch-Oth liegt das Maximum derselben mit 40 m. Südlich Oettingen ist sie noch 15 m, bei Rümelingen 10 m. In unserm Lande zieht die Verwerfung durch die Talsenke von Rümelingen, schwenkt aber beim Bahnhof Rümelingen in den östlichen Talhang herüber und zersplittert hier in eine Reihe treppenartiger Absätze, die 15 bis 30 m breit sind und staffelartig gegeneinander absetzen, wie man in den Tagebauen am Lannenberg und am Hesselberg beobachten kann. Am Herrenterberg bei Kayl sind diese Staffelbrüche nicht mehr zu erkennen. Die Verwerfung streicht in den offenen Talboden hinaus um bei Kayl auszuklingen.

Die Verwerfung von Düdelingen.

Die Verwerfung von Düdelingen bildet stellenweise eine 30 bis 50 m breite, durch steil nach Osten einfallende Klufflächen begrenzte, stark zerbrochene Zone von meridionaler Richtung, an welcher im Osten die Erzlager um 4 bis 5 m tiefer liegen als im Westen. Der Sprung ist lokaler Natur und ist von dem Nordrand der Eisenerzformation bis in den Stollenabbau südlich des Langenberg nachgewiesen. In dem Grubenfeld Kraemer, jenseits der Landesgrenze, wird er von einem in gleicher Richtung streichenden, aber etwas östlicher gelegenen Sprung abgelöst. Dieser bildet dort praktisch die östliche Grenze der Bauwürdigkeit der Lager.

Die Auffassung, daß in Düdelingen östlich des Sprunges das (graue) Lager 1 aufgehört, das (gelbe) Lager 2 aber an Mächtigkeit zugenommen habe, ist dahin zu berichtigen, daß das (gelbe) Lager 2 ausgekilt ist, während im Gegenteil das graue nach Osten bis in den Gintzenberg, wenn auch in verarmter Entwicklung, nachgewiesen werden kann.

Die Verwerfung von Differdingen.

Die Verwerfung von Differdingen setzt bei Godbrange jenseits der französisch-luxemburgischen Grenze an und zeigt SW—NE gerichtetes Streichen und ein Einfallen nach NW mit einem Gefälle von 50 bis 60 Grad, wobei der nördliche Flügel tiefer liegt. Sie durchsetzt die Südflanke einer in gleicher Richtung streichenden Mulde, deren Tiefstes an der Landesgrenze bei dem isolierten Hause in der Cronière (Roerbachtal) liegt. Das Maximum der Sprunghöhe ist 25 m und tritt dort auf, wo auch die Mulde topographisch am tiefsten hinabreicht. Am Rollesberg bei Differdingen ist die Sprunghöhe noch 9.50 m.

Oberflächlich sichtbar ist die Verwerfung in einem Tagebau am Rollesberg durch die verschieden hohe Lage der Glimmermergel und auf dem Plateau zwischen Differdingen und der Cronière durch den Kontakt von Hohebrückner und Korallenkalk. Östlich Differdingen zieht dieselbe nördlich Sassenheim vorbei nach Schouweiler. Hier klingt sie aus, setzt aber etwas östlicher bei Dippach wieder ein und zieht nach Mamer und Kehlen weiter.

I. Petrographie der Minette.

Die Minette ist ein Sedimentgestein von besonderer Fazies, der Eisenoolithfazies, die im mitteleuropäischen Oberrhen Lias und Unterrhen Dogger weit verbreitet ist. Als Sedimentgestein unterliegt die Minette also den allgemeinen Bildungsgesetzen der Sedimente. Als besondere Fazies weist sie auf eigenartige Entstehungsprozesse hin, die auch heute noch nicht restlos aufgeklärt sind.

Nach ihrem physikalischen Aufbau ist die Minette ein durch ein kalkiges oder eisenhaltiges Bindemittel verfestigtes Gemenge von Eisenooiden und von klastischem Material.¹⁾ Das gegenseitige Verhältnis dieser Bestandteile unterliegt recht großen Schwankungen.

Die Ooide sind die wichtigsten Träger des Eisengehaltes und treten durch die ganze Schichtenfolge der Minetteformation, doch in recht wechselnder Menge sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung, auf. Sie können so gehäuft sein, daß abbauwürdige Lager entstehen. Die Menge kann aber auch so abnehmen, daß ein wirtschaftlicher Abbau gegenwärtig unmöglich ist. Es entsteht ein Zwischenmittel. Der Unterschied zwischen Lager und Zwischenmittel ist also in Bezug auf den Eisengehalt nur ein mengenmäßiger. Die Oolithbildung ging während der ganzen Zeit des Sedimentationsprozesses vor sich und es hängt von den Anreicherungsverfahren, nicht aber von einem periodischen Einsetzen und Nachlassen der Ooidbildung ab, ob ein eisenreiches Lager oder ein eisenärmeres Zwischenmittel entstand. Hieraus ergibt sich der Schluß, daß die Ooide nicht da entstanden sein müssen, wo sie heute angehäuft liegen, sondern daß abbauwürdige Lager als eine Anhäufung von eisenhaltigem Material aus einem größeren Ablagerungsraum aufgefaßt werden können. Diese Konzentration geschah durch die mechanischen Kräfte, welche auch heute die Litoralbildungen und Flachseeabsätze mit ihren Aufbereitungs- und Entmischungsvorgängen schaffen, nämlich Windstau, Ebbe und Flut, vor allem aber Gezeitenströmungen. Die Richtung der Wirkung dieser Kräfte wird durch die auf tektonische Vorgänge zurückzuführende unruhige Bodengestaltung bestimmt. Hierbei fällt der Strömung die wichtigste Rolle nicht nur für die Zufuhr, sondern auch für die Neuverteilung der angeschwemmten Stoffe zu. Die Strömung wirkt aber nicht nur aufbauend, sondern auch abtragend. Sie füllt die Senken aus, trägt aber auf den Untiefen und Schwellen ab. Letzteres ergibt sich aus dem Auftreten von Geröllen und Bruchstücken, welche sich fern von dem Festlande in den marinen Sedimenten vorfinden und welche nach ihrer petrographischen Zusammensetzung als Aufarbeitungsprodukte bereits früher verfestigter Ablagerungen aufzufassen sind. Solche gerollte Bruchstücke nehmen vielfach am Aufbau der Minette teil.

Durch ein Nachlassen der lebendigen Kraft der Strömung tritt eine Trennung der verschwemmten Stoffe nach dem Gewicht und der Größe ein. Dazu können während der Verfrachtung Stoffumlagerungen einsetzen, weil in den Strömungszonen die Lösungskraft des Meerwassers durch die Faktoren einer geänderten Temperatur und intensiveren Durchlüftung stark beeinflußt werden kann.

Unsere Kenntnisse vom petrographischen Aufbau der Minette sind durch die mikroskopischen Untersuchungen sehr gefördert worden. Neben den älteren Arbeiten²⁾ von L. VAN WERVEKE (1894) und BLEICHER (1892) sind vor allem die klassischen Untersuchungen von L. CAYEUX (1922) zu nennen, welche eine ungeahnte Vielfältigkeit in dem Feinbau der Minette aufgedeckt und unsere Auffassung von der Struktur und der Entstehung derselben weitgehend gefördert haben. Auch die Arbeit von J. BICHELONNE und P. ANGOT (1939) hat unsere Kenntnisse erweitert und vertieft. Die Ergebnisse dieser maßgebenden Arbeiten sind in den nachstehenden Ausführungen weitgehend berücksichtigt worden.

¹⁾ In der neuern Literatur bezeichnet man die einzelnen länglichen oder kugeligen Koncretionen als Ooide. Durch ein Bindemittel verkittet, bilden sie ein oolithisches Gestein oder einen Oolith.

²⁾ BLEICHER : Sur la structure microscopique du minerai de fer oolithique de Lorraine. — C. - R. A. - S. — Paris 1892.

VAN WERVEKE, L. : Über die Beteiligung der Kieselsäure am Aufbau der oolithischen Eisenerze. — Z. f. prakt. Geol. 1894.

1. Die Ooide.

Die Ooide sind ellipsoidisch, seltener kugelig gestaltete Gebilde, die aus einem, meist sich deutlich abhebenden Kerne und einer, aus konzentrisch angelegten Schalen bestehenden Rinde zusammengesetzt sind. Der Durchmesser liegt gewöhnlich unter 0.4 mm, doch kommen auch Riesenformen bis zu 1 cm Durchmesser vor.

Der Kern bildet das Attraktions- und Orientierungszentrum für die Ablagerung der einzelnen, äußerst feinen Eisenschalen, die sich konzentrisch um ihn anlegen. Er besteht aus klastischem Material, Bruchstücken von Quarzit, Calcit, Siderit oder aus feinsten Bruchstücken von organischen Schalen, vielfach aus Bruchstücken früher gebildeter und wieder zertrümmerter Ooide. Es ist also ein Fremdkörper, der auch vielfach chemisch von der umlagernden Rinde verschieden ist. In manchen Ooiden ist er so klein, daß er auch bei stärkerer Vergrößerung nicht erkennbar ist, obwohl dessen Existenz als Orientierungszentrum vorauszusetzen ist. Bei andern bildet er die Hauptmasse, um welche sich nur eine dünne Rinde von Eisenverbindung angelegt hat. In ersterem Falle spricht man von Vollooiden, in letzterem von Rindenooiden.

Die Rinde besteht aus konzentrisch angeordneten, äußerst feinen Hüllen von Brauneisen, Chlorit oder Siderit. Diese drei Elemente können in ein und derselben Hülle auftreten, wobei aber Brauneisen meistens vorherrscht. Demnach kann in demselben Ooid ein Nebeneinander von Ferri- und Ferroverbindungen auftreten. Dieses Nebeneinanderbestehen verschiedener Oxydationsstufen beweist die große Empfindlichkeit der Ooide während ihres Bildungsprozesses äußern Einflüssen gegenüber, welche hier fördernd oder hemmend in die Oxydationsvorgänge eingreifen, wogegen nachher bei den fertig gebildeten Ooiden eine Art Indifferenz eintritt, so daß die weitere Oxydation zum Stillstand kommt. Von L. CAYEUX wurde deshalb auf eine Analogie mit biochemischen Vorgängen hingewiesen, die in einem bestimmten Stadium der Oolithbildung zum Stillstand käme. Es ist auf diese Auffassung weiter unten zurückzukommen.

Die Entstehung des konzentrisch-schaligen Aufbaues der Rinde wird heute vorwiegend als zonare Anordnung durch periodische Niederschläge oder als eine Art von Kolloidalschichtung erklärt, wobei es sich also um rein anorganogene Vorgänge handelt. Doch ist die Frage keineswegs restlos geklärt.

Nach den Auffassungen einer rein anorganogenen Entstehung der Ooide durch kolloidale Vorgänge legen sich um einen Kern fremden Materiales die Hüllen aus gelatinöser Masse, wobei nach K. C. BERZ die Differenzierung in einzelne Schalenzonen dadurch erfolgt, daß die Ablagerungen periodisch so unterbrochen werden, daß in der Zwischenzeit die zuletzt gebildete Hülle etwas erhärtet, weil sonst die neu angelagerte Zone mit den vorhergehenden eine einheitliche Masse bilden würde. Dabei ist es hinsichtlich der Entstehung der Zonenstruktur gleichgültig, ob die aufeinander folgenden Hüllen von dem gleichen oder von verschiedenartigen Stoffen (oder Oxydationsstufen) gebildet werden. Die Ooidbildung wäre also ein sekundärer, von der Substanz völlig unabhängiger Prozeß.²⁾

Diese theoretische Auffassung wird durch eine wichtige Beobachtung von E. SCHNEIDERHÖHN ergänzt. Bei Untersuchung von polierten Anschliffen der Brauneisenrinde der Eisenooiden von Wasseralfingen in auffallendem Lichte « konnte mit Sicherheit durch das Ätzverhalten dieser Oolithe äußerst zarte konzentrische Kieselsäureschalen nachgewiesen werden, die anscheinend stets die Grenze zwischen zwei Brauneisenschalen bilden. »³⁾

Diese Beobachtung würde auch die Auffassung von G. BERG⁴⁾ stützen, nach welcher das Eisenerz der Minette zunächst als kolloidales Silikat gelöst sei und sich in der Regel als solches absetze. Bei einem gewissen Überschuß an Sauerstoff im Wasser scheidet sich aber nicht Silikat sondern Eisenoxydgel und gelatinöse Kiesel-

¹⁾ Vgl. hierzu die Tafel Fig. 24 am Schlusse dieses Kapitels: « Erscheinungsformen verschiedener Komponenten der Luxemburger Minette ».

²⁾ BERZ, K. C.: Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen. — Fortschr. der Geol. u. Paläont. — Berlin 1926.

³⁾ SCHNEIDERHÖHN, H.: Mikroskopische Untersuchung der oolithischen Braunjuraerze von Wasseralfingen. — Mitteil. a. d. Kaiser-Wilhelm-Inst. f. Eisenforschung i. Düsseldorf, Bd. 3, Hft. 1, p. 9—20.

⁴⁾ BERG, G.: Über die Struktur und Entstehung der lothringischen Minetten. — Z. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 73. — Jahrgang 1921.

säure nebeneinander ab. Dadurch sei der feinschichtige, zonare Aufbau der Rinde erklärt, indem eine Wechselagerung von grünem Silikat mit braunem oder gelbem Hydroxyd oder von Hydroxyd mit feinsten Lagen von Kieselsäure entstehe.

Hiermit ist das Problem aber nicht erschöpft. Der zonare Aufbau tritt auch auf, wenn das Ooid ausschließlich aus Eisensilikat aufgebaut ist, wie beispielsweise in manchen Partien des (grünen) Lagers IV. Weiter zeigt sich Zonarstruktur bei solchen Ooiden, welche direkt aus Eisenhydroxyd ohne den Umweg über ein Silikat entstanden sind, wie das in den Eisenerzen der obern kalkigen Lagergruppe der Fall sein dürfte. Diese beiden Fälle ließen sich damit erklären, daß die Eisensilikate der Minette keine festen chemischen Verbindungen, sondern Gemenge von z. T. entgegengesetzt elektrisch geladenen Gelen darstellen, so daß wechselseitige Ausflockung der Kolloide eintritt, wobei die einzelnen chemisch etwas verschiedenen Ausflockungen sich zonar übereinander anordnen. Auch liegen bei den Ooiden aus Brauneisenhydroxyd feinste Zonen verschiedener Hydratationsstufen des Eisenoxydes übereinander worauf die verschiedensten braunen bis dunkeln, rötlich-braunen oder gelben Farbennüancen hinweisen. Hier wäre also die konzentrische Schichtung das Ergebnis der wiederholten Fällung des in verschiedener Menge gebundenes Wasser führenden Eisenoxydes.

Da die Hüllen sich allseitig und verhältnismäßig gleichförmig um den Kern legen, muß das im Entstehen begriffene Ooid sich während der Bildungszeit in einem wässerigen Milieu in der Schwebelage halten, was nur durch wirbelnde Wasserbewegung erfolgen kann. Die Tragkraft dieser Wirbelbewegung ist bestimmend für die Dauer der Schwebelage und dementsprechend für das Volumen der Ooide.

Neben den regelmäßig geformten Ooiden beobachtet man im Dünnschliff zerbrochene Stücke, die bereits vor der Einbettung zerbrochen waren, da es nicht gelingt die beiden Bruchstücke nebeneinander aufzufinden. Dazu kommen in bestimmten Erzlagern, besonders im (grünen) Lager IV deformierte Typen vor, die schwach gewunden oder verbogen, platt gedrückt oder gegeneinander unregelmäßig verdrückt erscheinen. Hier waren die Ooide offensichtlich noch gallertartig als sie auf dem Meeresgrund zur Ablagerung kamen.

Die Ooide sind nebst beigemengten klastischen Trümmern durch ein BINDEMittel verkittet, von dem sie sich in scharfen Umrissen und vielfach in auffallendem Farbenkontrast abheben. Das Bindemittel ist außerdem in seinem petrographischen Aufbau und oft auch chemisch verschieden von den Ooiden. Das oolithische Eisenerz bietet im Dünnschliff das Bild eines feinen Konglomerates mit gut gerundeten und eckigen Komponenten, die in einem Bindemittel mehr oder weniger dicht gepackt sind. Der fremdartige Kern in den strukturell homogenen Hüllen der Ooide, das beigemengte klastische Material, das Auftreten zerbrochener Ooide, alles eingebettet in einem chemisch anders gearteten Bindemittel weisen darauf hin, daß hier Bestandteile verschiedener Herkunft und Entstehungszeit auf mechanischem Wege zusammengeschwemmt und nachträglich verkittet wurden. Die Ooide sind also in diesem Falle an anderer Stelle entstanden, als wo sie jetzt, durch das Bindemittel mit andern klastischen Bruchstücken zum Oolithgestein verkittet, angetroffen werden. Das Eisen ist hier vorherrschend als Ferriverbindung vorhanden, der Kern ist ein bereits vorher gebildetes Element, und das Bindemittel ist eisenhaltig oder kalkig ausgebildet.

In selteneren Fällen, die aber in geologisch gut bestimmten Horizonten auftreten, ist der Kern des Ooides von gleicher Beschaffenheit wie die Rinde, so daß die Grenze zwischen beiden wenig scharf ist. Auch die Umrisse der einzelnen Ooide gegen das Bindemittel sind wie verwischt. Das Bindemittel ist wenig verschieden von den Ooiden; auch die Farbenkontraste zwischen beiden sind wenig ausgeprägt. Ooid und Bindemittel bieten unter dem Mikroskop bei gewöhnlichem Licht das Bild einer flaserigen, etwas gehönelten, wenig differenzierten Masse von graugrüner oder braungrüner Farbe. Das Eisen ist in Ferroverbindungen als Chlorit oder Siderit vorhanden. Man hat den Eindruck, als ob die Ooide an Ort und Stelle aus einer Lösung ausflockten, was durch das Fehlen oder geringe Beimischungen von klastischem Material bestätigt wird.

Nach dem Orte der Entstehung, verglichen mit dem heutigen Auftreten, kann man also von ortseigenen (autochthonen) und von ortsfremden (allochthonen) Ooiden sprechen.

Bei den ersteren, selteneren Vorkommen sind die Ooide nebst Bindemittel in situ durch einen chemischen Bildungsprozeß in nicht zu trennenden Phasen entstanden. Bei den letzteren sind zwei deutliche Phasen aus-

einander zu halten: Die Ooide sind anderwärts entstanden, dann durch mechanische Einwirkung verfrachtet und angereichert und am zweiten Ort durch ein hier entstandenes Bindemittel mit dem beigemischten detritischen Material verkittet worden. Letzteres ist der weit häufigere Bildungsprozeß der Eisenooolithe.

Nebst der verschiedenen Herkunft ergeben sich auch in chemischer Beziehung, wie bereits angedeutet, wesentliche Unterschiede. Bei den autochthonen Oolithen ist der Eisengehalt sowohl in den Ooiden wie im Zwischenmittel als Ferroverbindung im Eisensilikat (Chlorit) wie im Eisenkarbonat (Siderit) enthalten. Der SiO_2 -Gehalt rührt vorwiegend von den Silikaten, dazu auch von sekundärem Quarz her. Bei den allochthonen Oolithen spielt das Ferrioxyd die Hauptrolle und tritt in den Ooiden auf, während das Bindemittel eisenhaltig, oder kalkig und eisenfrei ausgebildet ist. Der Kieselsäuregehalt des Erzes rührt dann von mechanisch beigemengtem klastischen Quarz her.

Neben den echten Ooiden treten von Eisenlösung durchtränkte kalkige Reste von Organismen auf, welche durch mechanische Abrollung die äußere Form von Ooiden angenommen haben, ohne aber deren typische innere Struktur zu haben. Sie werden als Pseudoolithe bezeichnet. Gewöhnlich handelt es sich um vererzte Bruchstücke von Muschelschalen, von Echinodermentstacheln oder von Crinoidenstielgliedern. Bei den beiden letzteren sind die Poren gewöhnlich mit Eisenerz erfüllt, während das kalkige Gerüst weiß bleibt.

Mehr oder weniger fein aufgearbeitete Bruchstücke von verschiedener unregelmäßiger Form, herrührend von Fischknochen, von Ammoniten- und Molluskenschalen, Seeigelstacheln, Crinoidenstielgliedern sind in dem verschiedensten Ausmaße von Eisenlösung durchtränkt. Manche zeigen kaum einen blaßgelben Farbton, andere sind nur mit einer dünnen Eisenhaut umrandet, andere ganz in Eisenverbindungen umgewandelt. Sie gehören eigentlich zum detritischen Material, das dem Eisenerzlager in verschiedensten Mengen eingelagert ist.

2. Das Bindemittel.

Das Bindemittel wird durch einen chemischen Prozeß in situ ausgefällt und besteht aus Calcit, Chlorit, Siderit und Brauneisen, die in den verschiedensten Mengen neben einander auftreten können. Doch lassen sich i. allg. zwei Arten Bindemittel unterscheiden: $\text{Fe}=\text{freies}$, aus Calcit bestehend, und $\text{Fe}=\text{haltiges}$, in welchem ursprünglich Chlorit und Siderit nebeneinander auftreten, die aber nachträglich vielfach in Brauneisen übergehen. Durch Brauneisen verunreinigter Ton tritt in der Minette nur als zufällige Beimischung, nicht als Bindemittel auf. Meistens ist das Bindemittel in seinem Chemismus von den Ooiden verschieden. Nur in den tiefsten Lagern sind chloritische und sideritische Ooide in einem chemisch gleichartigen Bindemittel eingebettet. In der Mehrzahl der Fälle sind aber die Ooide bereits in Brauneisen umgewandelt, während das Bindemittel noch viel Chlorit und Siderit, neben durch Umsetzung entstandenem Brauneisen führt. In den höhern kalkigen Gruppen besteht das Bindemittel meistens aus Calcit. Diese Differenzierung im chemischen Aufbau von Bindemittel und Ooiden bestätigt die Auffassung, daß in den meisten Fällen letztere als fertige Gebilde vorhanden waren, ehe sie an ihrer heutigen Lagerstätte durch das Bindemittel verkittet wurden.

3. Klastisches Material.

Das klastische Material umfaßt zertrümmerte Gesteinsbruchstücke, welche mechanisch dem Eisenoolithgestein beigemischt, aber nicht in situ entstanden sind. Das sind vorherrschend Quarz, seltener Glimmer und Bruchstücke von Siderit. Der in der Minette auftretende Quarz ist meistens transportierter klastischer Quarz. Untergeordnet kommt in den tiefsten Lagern auch epigenetischer Quarz vor. Der klastische Quarz bildet gewöhnlich scharfkantige Körner, die entweder frei im Bindemittel liegen oder als Kerne in den Ooiden eingeschlossen sind. Manchmal sind größere Quarzstückchen nur von einer dünnen Haut von Chlorit oder Brauneisen bekleidet, welche eben die scharfen Konturen abrunden, so daß alle Übergänge von dem nackten Quarzkorn zu dem fertigen Rindenooid vorhanden sind. Klastischer Quarz fehlt oder ist selten in den tiefsten kieseligen Lagern während er höher stets vorhanden ist. Die obere kalkige Lagergruppe erhält ihren SiO_2 -gehalt ausschließlich davon. Besonders reichlich ist er in dem (rotsandigen) Lager 4.

Dies stützt die auch aus andern Beobachtungen gezogene Schlußfolgerung, daß die tiefsten kieseligen Lager in einem tiefern, ruhigen Meeresteil zur Ablagerung kamen, daß aber höher stärkere Differenzierung in den Bodenbewegungen, vielfach mit einer Tendenz zur Verflachung, sich geltend machte. Diese steigerte sich allmählich so, daß es nach Abschluß des (rotsandigen) Lagers 4 zu einer Emersion kam.

Der epigenetische oder sekundäre Quarz ist eng an das Vorkommen von klastischem Siderit gebunden, weil die sekundären Quarzkörner Pseudomorphosen nach Siderit darstellen. Die Herkunft dieses Quarzes ist nur an den karbonatischen oder chloritischen Residualeinschlüssen erkennbar und kommt mehr untergeordnet in den tiefsten kieseligen Lagern vor.

Nach CAYEUX (1922) ging die Umwandlung in Quarz nicht in situ vor sich, sondern der Quarz bildet aufgearbeitetes Material, das zwar gleichalterig mit dem heutigen Vorkommen, aber in einem andern, wieder der Abtragung unterliegendem Gebietsteile gebildet wurde. Die Aufarbeitung vollzog sich unter Wasser und die Verquarzung ging während der Zeit der Verfrachtung vor sich und war vollendet als der Quarz in seinen heutigen Ablagerungsraum gelangte.

4. Eisenhaltige Aufbereitungsbruchstücke.

Auf diesen in der Frage der Entstehung der Minette wichtigen Komponenten hat CAYEUX (1922) zuerst ausführlicher hingewiesen. Es handelt sich um Aufbereitungsreste von an anderer Stelle im Meere gebildeten, eisenhaltigen Bruchstücken von dem Umfang eines Ooides bis zu mehreren Millimeter Größe, von oolithischer oder nicht oolithischer Struktur, sehr veränderlicher Zusammensetzung und Form, welche dem oolithischen Erze beigemischt sind. Diese Bruchstücke können nachträglich von einer Eisenhaut bedeckt werden, welche allzu scharfe Unebenheiten verwischt.

Der Werdegang dieser Komponenten ist folgender: Aus einer bereits verfestigten Schicht unter Wasser werden Bruchstücke aufgearbeitet und weiter verschwemmt. Auf dem Transport überziehen sich die Fragmente mit einer Eisenhaut. Sie gelangen mit dem übrigen detritischen Material in den Bereich eines im Entstehen begriffenen Erzlagers und werden mit den Ooiden in das hier sich bildende Bindemittel eingebettet. Die Fragmente können natürlich auch Ooide einschließen, die einem zerstörtem und aufgearbeiteten Lager entstammen. CAYEUX schließt aus verschiedenen Besonderheiten dieser Bruchstücke, daß dieselben gleichalterig sind mit ihrem heutigen Lager. Er nimmt an, daß diese Lager ursprünglich eine größere horizontale Verbreitung besaßen, daß aber infolge tektonischer Bodenunruhe bereits während des Aufbaues des Lagers es an einzelnen aufsteigenden Stellen wieder zur Abtragung unter Wasser durch die Strömung kam, wobei das aufgearbeitete Material in sinkenden Räumen wieder abgelagert wurde. Das setzt natürlich voraus, daß die Abscheidung der Eisenverbindungen und deren Verfestigung (Diagenese) rasch vor sich gegangen sei.

Es sei hier noch die firnißglänzende Oberfläche erwähnt, welche manche Komponenten der Minette, namentlich die Ooide zeigen und welche manchmal als Wirkung einer gegenseitigen mechanischen Scheuerung beim Transport erklärt wird. Diese Auffassung erweist sich als wenig begründet, da andere, höchst polierfähige Bestandteile der Minette, wie beispielsweise die reinen Quarzgerölle, die gewiß einen weitem Weg zurückgelegt haben, diese Politur nicht aufweisen. Die von E. SCHNEIDERHÖHN¹⁾ gegebene Erklärung, daß dieser Hochglanz der porenverstopfenden Kontraktion des Eisenhydroxydgels bei der allmählichen Entwässerung zuzuschreiben sei, erscheint einleuchtender. Denn diesen Hochglanz finden wir kaum an chloritischen Ooiden, hingegen besonders an den ortsfremden Brauneisenooiden, welche in flachem Wasser des Strandes bei starker Besonnung und zeitweiligem Trockenlaufen gebildet wurden. Gleichen Hochglanz durch eine feine Firnißschicht von Eisenhydroxyd zeigen ja auch die flachen Geschiebe und selbst die durch Bohrmuscheln erzeugten Vertiefungen. Es handelt sich offenbar hier um eine ähnliche Erscheinung wie wir sie an Geröllen in tropischen Wüstengebieten

¹⁾ SCHNEIDERHÖHN, H.: Untersuchungen über die Aufbereitungsmöglichkeiten des Eisenerzes des Salzgitterschen Höhenzuges auf Grund ihrer mineralogisch-mikroskopischen Beschaffenheit. — Mitt. a. d. Kaiser-Wilhelm. Inst. für Eisenforschung in Düsseldorf. — 1924, Bd. 5, p. 79—109.

beobachten und die als « Wüstenlack » bezeichnet wird. In beiden Fällen diffundierte bei abwechselnder Benetzung und Trockenlegung das im Innern der Gesteine enthaltene Eisen in Lösung nach außen und setzte sich als Eisenoxydratgel an der Oberfläche ab, wobei dann ein weiterer Prozeß der Entwässerung des Gels ebenso wie bei den Ooiden einsetzte.

TYPEN DER MINETTE.

Beim Aufbau der Minette greifen zwei Bildungsprozesse gleichzeitig in einander : 1) Ein chemischer Vorgang durch den die Ooide und das Bindemittel oder nur letzteres in situ gebildet wurden. 2) Ein mechanischer Prozeß, durch welchen die vorher und anderwärts gebildeten klastischen Komponenten sowie praeformierte Ooide verfrachtet, gesondert und angereichert wurden. Dabei können Ooide und Bindemittel, jedes für sich, in verschiedenen chemischen Zusammensetzungen auftreten.

Zwischen diesen beiden Bildungsprozessen und den wechselnden chemischen Zusammensetzungen sind verschiedene Kombinationen möglich, welche von BICHELONNE und ANGOT (1939) zu einer auf genetischer Grundlage beruhenden Klassifikation der Lothringer Eisenerze angewandt wurden. (p. 47 ff.) Hierbei lassen sich folgende Typen in der Minette auseinanderhalten :

Typus 1^o umfaßt die durch chemische Niederschläge in situ entstandenen Erze. Ooide und Bindemittel sind in der gleichen Phase ausgefällt worden und bestehen aus Chlorit und Siderit. Im Bindemittel herrscht der Chlorit oft so vor, daß Siderit nur einen Nebenbestandteil bildet. Klastisches Material fehlt. Die Ooide zeigen vielfach gewundene, plattige und verdrückte Formen. Die Konturen sind oft verschwommen.

Dieser Typus wurde im Teilbecken von Differdingen im (grünen) Lager IV beobachtet. In dem benachbarten Gebiete von Longwy ist er von Godbrange und Tiercelet bekannt.

Typus 2^o zeigt gleichen Aufbau wie 1^o, doch mit Beimischung klastischer Bestandteile, besonders von Quarz, welcher auch als Bildungszentrum neuer Ooide dienen kann.

Den Typus 2^o trifft man in schöner Ausbildung im untern Teile des (grünen) Lagers IV im « Gaertchen » bei Rollingen.

Der Quarz kann dann so zunehmen, daß ein Sandstein mit chloritischem Bindemittel und mit vereinzelt Rindenooiden (großes Quarzkorn mit dünner chloritischer Hülle) entsteht.

Die Typen 1^o und 2^o sind vielmehr Ausnahmen. Die Mehrzahl der Lothringer Eisenerze gehören einem der folgenden Typen an, bei denen nur das Bindemittel in situ ausgeschieden wurde, während die Ooide an anderer Stelle entstanden und Fremdlinge in dem jetzigen Verbands sind. Es ist also ein Entstehungs- und Aufhäufungszentrum der Ooide zu unterscheiden. Die chemische Bildungsweise ging in zwei Phasen vor sich. Die erste umfaßt die Bildung der Ooide, die zweite diejenige des Bindemittels.

Typus 3^o umfaßt praeformierte, verfrachtete Ooide in einem eisenhaltigen Bindemittel. Die Ooide sind gewöhnlich Brauneisenoide mit Relikten von Chlorit und Siderit, die sowohl in der Rinde wie im Kern auftreten können. Das Bindemittel besteht wie beim Typus 1^o und 2^o aus Chlorit und grobkristallinem Siderit oder aus Brauneisen. Das Ooid bestand also ursprünglich aus Ferroverbindungen. Da es aber rasch auf äußere Einflüsse reagiert, hat es die mehr stabile Ferristufe erreicht, während das Bindemittel meistens auf der niedrigeren Oxydationsstufe der Ferroverbindungen stehen geblieben ist.

Als Anzeichen des Transportes der Ooide gelten das Auftreten zerbrochener oder lädierter Ooide, sowie das Vorhandensein klastischen Materials. Auch die höhere Oxydationsstufe, die scharfen Umrisse und die Politur der Ooide deuten auf getrennten Entstehungs- und Ablagerungsraum hin.

Dieser Typus besitzt die größte Verbreitung und stellt den vorherrschenden Typus im petrographischen Aufbau der Minette dar. Als Vorkommen sind zu nennen : Das (rote Haupt-) Lager 3, die beiden (gelben) Lager 2 und 2a, das (graue) Lager 1, das (schwarze) Lager III von Longwy, und das (schwarze) Lager II von Oettingen, sowie das (grüne) Lager IV von Mont-Saint-Martin. Nicht angetroffen wurde bisher dieser Typus im (rotsandigen) Lager 4, in dem obern und mittleren (roten Neben-) Lager 3 a und 3 b, sowie in dem Unterkalk (1) und Oberkalk (3).

Typus 4^o umfaßt ortsfremde, praeformierte Ooide nebst reichlichem klastischen Material und aufgearbeiteten Fragmenten in einem eisenfreien kalkigen Bindemittel. Schon die Einlagerung von ausschließlichen Brauneisenooiden in einem ursprünglich rein kalkigen Bindemittel weist darauf hin, daß diese an der heutigen Einbettungsstelle nur abgelagert, aber offenbar anderswo abgeschieden wurden. Hierhin gehören die eben erwähnten Lager in denen Typus 3^o nicht angetroffen wird.

Typus 5^o ist eigentlich nur eine Varietät von Typus 4^o, in welchem das kalkige Bindemittel so abnimmt, daß ein mulmiges Erz aus losen Komponenten von Ooiden, Detritus und Sandkörnern entsteht. Dieser Typus kommt häufig in dem (roten sandigen) Lager 4 vor. Man findet ihn aber auch am Nordwestrand des Beckens von Differdingen z. B. im Grubenbezirk «Klopp» bei Rodingen, wo er durch sämtliche Lager hindurchgeht. Da Typus 2^o eigentlich ein Sonderfall von 1^o, Typus 5^o ein Sonderfall von 4^o ist, so bestehen eigentlich nur drei gut umgrenzte Typen.

Diese Typen treten meist nicht streng getrennt auf, sondern in einem und dem selben Lager können verschiedene Formen zusammen vorkommen, doch zeigt sich hierbei eine gewisse Vergesellschaftung, so daß in der Regel Typus 1^o resp. 2^o und 3^o oder 3^o und 4^o zusammengehen.

Diese Typen stehen aber auch in bestimmten Beziehungen zur allgemeinen Sedimentation des Lothringer-Luxemburger Aalenien. Jedes Erzlager stellt eine spezielle Faziesänderung in der normalen Abwicklung des Sedimentationsvorganges dar. Jeder Erztypus kann also nur unter besondern Bedingungen zu Stande kommen, die um so verwickelter sind, je mehr inkohärente Faktoren beim Aufbau eingreifen.

Bei Typus 1^o treten nur chemische Vorgänge in Tätigkeit und es entstehen reine Ausscheidungssedimente, während bei Typus 2^o noch klastische Elemente hinzukommen. Bei den andern Typen treten praeformierte und verfrachtete Ooide mit klastischen Elementen in einem auf chemischem Wege gebildeten Bindemittel auf. Da hierzu die Mehrzahl der Erzlager gehört, kommt es bei deren Bildung meistens zu einem Zusammenwirken chemischer und mechanischer Vorgänge. Jeder dieser Vorgänge wickelt sich aber nach seinen eigenen Gesetzen ab und läuft neben dem andern, ohne zwangsläufigen Zusammenhang, her. Dieses Zusammenspiel von untereinander unabhängigen Faktoren, die oft in entgegengesetzter Richtung arbeiten, ist natürlich ein viel empfindlicheres als das Spiel gleichgearteter Kräfte, welches bei der Bildung der rein klastischen Sedimente vor sich geht. Daher reißt die Kontinuität des Erzlagers viel leichter ab, daher die Unsicherheit der Identifizierung auf größere Entfernungen hin, die Unzulässigkeit der Farbenbezeichnung als Altersbezeichnung, sowie die Unzuverlässigkeit durch die relative Lage in der Sedimentreihe die Erzlager zu parallelisieren. Für die Synchronisierung der Erzlager kommt daher dem petrographischen Aufbau nur eine beschränkte Hilfsrolle zu. Wenn auch allgemein die tiefern Lager nach dem Typus 1^o und 2^o, die höhern nach dem Typus 3^o und 4^o aufgebaut sind, so können durch lokale, noch nicht zu übersehende Vorgänge, bei der großen Reaktionsempfindlichkeit des Materials so viele Kombinationsmöglichkeiten mitspielen, daß nicht der petrographische Habitus, sondern nur der paläontologische Inhalt für die Stratigraphie der Erzlager in Betracht kommt.

Chemische Entwicklungsstufen der Erze.

Auch die chemische Entwicklungsstufe der Erze der verschiedenen Lager kann nicht als stratigraphisches Hilfsmittel verwertet werden. Die höchste Oxydationsstufe findet man nicht in den tiefsten und daher ältesten Lagern, sondern im allgemeinen gilt das Umgekehrte: Je älter ein Lager desto niedriger sein Oxydationsgrad. Doch ist diese Regel nicht absolut. Im Gegenteil, es treten Rekurrenzerscheinungen ein, die darauf hinweisen, daß die Lagergruppen mit Ferroverbindungen beginnen, die höher mehr oder weniger rasch in Ferriverbindungen übergehen. Die Umwandlung ist also unabhängig von der Zeit. Sie hängt auch nicht von einer Oxydation per descendum ab, da die Wiederholung von Ferro- und Ferriverbindungen sowohl im Ausgehenden der Minetteformation als unter der mächtigen Bedeckung von Dogger und Malm im Innern der Formation auftritt, wobei natürlich von den im Bereiche der vadosen Grundwasserzirkulation vor sich gehenden sekundären Oxydationsvorgängen abzusehen ist. Dies drängt zu der Annahme, daß die konstituierenden Elemente der Minette an ihrem

Entstehungsort verschiedene Stufen der Entwicklung erreichten, auf welcher sie dann in ihrem definitiven Einbettungsorte stehen blieben.

Vor allem tritt meistens eine Differenzierung der Entwicklung der Ooiden gegenüber dem Bindemittel auf, wobei erstere eine höhere Oxydationsstufe einnehmen als letzteres. Nur in den tiefsten und daher ältesten Lagern bestehen beide aus den Ferroverbindungen Chlorit und Siderit. Hierhin gehören die in situ entstandenen Typen 1⁰ und 2⁰. In den höhern Lagern sind Brauneisenoide in einem chloritisch-sideritischen Bindemittel eingebettet. Hier sind Entstehungs- und Ablagerungsort getrennt. Die Entwicklung der Ooide zu einem höhern Oxydationsgrade ist also nicht an die Zeit gebunden, sondern an Bedingungen, die mit dem Werdegang der praeformierten Ooide zusammen fallen. Die Frage ob aber ursprünglich nur Ferroverbindungen bestanden und alles Brauneisen, wo es auch vorkommt, durch spätere Oxydation zu Stande kommt, oder ob Brauneisen direkt ausfällt, wird verschieden beantwortet. CAYEUX (1922 p. 922) nimmt in einzelnen Fällen direkte Entstehung an. BICHELONNE und ANGOT (1939 p. 48) vertreten die Ansicht, daß alle Ooide durch Oxydation aus ursprünglichen Ferroverbindungen entstehen. Nach G. BERG (1921) ist das oolithische Eisenerz als kolloidales Silikat gelöst und kommt als solches zur Abscheidung, doch genügte bereits ein geringer Überschuß an Sauerstoff im Wasser damit das gelöste Silikat sich als Eisenoxyd und gelatinöse Kieselsäure absetzte.

Jedenfalls bildeten sich beim Entstehen der Erzlager Eisenverbindungen wechselnder Zusammensetzung in einem Meere mit den im allgemeinen gleichartigen Bedingungen einer Flachsee. Wenn nun nebeneinander Ferro- und Ferriverbindungen auftreten, so mußten die am Aufbau beteiligten Komponenten so reaktionsfähig sein, daß die geringste Änderung des Milieu genügte, um bald die eine, bald die andere Verbindung zu ermöglichen. Die Ansicht geht heute dahin, daß hierzu eine geringe Änderung der physikalischen Bedingungen genüge. Cayeux (1922) nimmt dagegen an, daß es sich hier um biochemische Vorgänge handle. *Pour dire toute ma pensée, j'incline à croire que les minerais de fer oolithiques sont le résultat d'un travail bactérien.* (p. 929.) Die Auffassung einer Mitwirkung von Organismen bei der Entstehung der Eisenooolithe wird in der älteren Literatur mehrfach vertreten, doch konnte der gesicherte Beweis einer bakteriellen Tätigkeit bei der Bildung der Oolithe bisher nicht erbracht werden. Auch CAYEUX kann sich auf keinen direkten Nachweis stützen. Die Abscheidungen von Eisen in Sümpfen durch Mitwirkung der Eisenbakterien weist nur darauf hin, daß eine Entstehung der Minette durch biochemische Vorgänge prinzipiell möglich ist. Nach Analogie mit diesen Vorgängen bliebe aber auch dann die bakterielle Tätigkeit auf das Ausfällen des Eisens aus der Lösung beschränkt und jede weitere Entwicklung ginge durch rein chemische Vorgänge vor sich. Das gleichzeitige Auftreten verschiedener Stufen der Entwicklung, wobei Ferriverbindungen in den Ooiden und Ferroverbindungen in dem Bindemittel nebeneinander auftreten oder die wechselnde Ablagerung von Chlorit- und Brauneisenschalen bei der Bildung der Rinde eines und desselben Ooiden, wobei also die Oxydation zum Stillstand kommt und wieder einsetzt, läßt sich grundsätzlich durch physikalische Veränderungen des Milieu erklären, wenn auch die Vorgänge im Einzelnen noch wenig durchsichtig sind. Aber auch ein Wechselspiel bakterieller Tätigkeit, wie es beispielsweise eintreten müßte um die zonare Anordnung im Schalenbau einzelner Ooide von Chlorit und Brauneisen zu erklären, läßt sich schwer vorstellen.

II. Mineralogische Komponenten der Minette.

Am Aufbau der Minette nehmen verschiedene Komponenten teil. Eine der wichtigsten ist eine chamositartige Substanz von licht- bis dunkelgrüner Farbe, welche BERTHIER bereits 1827 in der Minette von Hayingen nachwies und welche ihm zu Ehren später als « Berthierine » bezeichnet wurde. Es ist aber kein einheitliches Mineral, sondern vielmehr ein Gemenge von Eisenoxydul-tonerdesilikaten, das nach TSCHERMAK in die Gruppe der Chlorite gestellt werden kann. Wir bezeichnen es deshalb kurzweg als Chlorit.

Chlorit tritt hauptsächlich im Bindemittel auf, umkleidet als schmaler Rand von grünlicher Farbe die Ooide, ist auch am Aufbau der Hüllen derselben beteiligt und bildet in Form eckiger Bruchstücke den Kern davon. Auch die Überkrustung klastischer Quarzkörner durch Chlorit wird beobachtet.

Chlorit findet sich vor allem in den (grünen, schwarzen und grauen) Lagern IV, III, II, kann aber auch im (grauen) Lager 1 und in den (gelben) Lagern 2 und 2a auftreten. Spuren desselben kommen auch im (roten) Lager I vor.

Der Al_2O_3 -gehalt der Minette rührt, abgesehen von mechanischen Verunreinigungen durch kleine Toneinlagen, meistens von dem Chlorit her.

Siderit wurde ebenfalls bereits 1827 durch BERTHIER in der Minette erkannt. Er besitzt eine nicht unbedeutende Verbreitung in den Lothringer Erzen und tritt sowohl in den Ooiden wie auch im Bindemittel auf. Sekundär kann er auch in Organismenschalen vorkommen. In den Ooiden liegt er entweder in feinsten Körnern vor oder kristallisiert in feinen Fasern aus. Im Bindemittel tritt er gewöhnlich in groben Kristallen auf. Siderit ist, wie Chlorit, in situ entstanden, kann aber vereinzelt in aufgearbeiteten Körnern herangefrachtet sein. Siderit ist besonders häufig im Bindemittel der kieseligen Lager, kommt aber auch noch im Bindemittel des (grauen) Lagers 1 vor. Höher fehlt er, und das eisenhaltige Bindemittel ist dann stets aus Brauneisen gebildet. Sideritkörner können auch sekundär in Quarz (epigenetischer Quarz) umgewandelt werden.

Brauneisen ist das vorherrschende Eisenelement, das in amorpher oder in kristalliner Form in den Ooiden, sowie im Bindemittel, in den Schalenresten, sowie im aufgearbeiteten Material vorkommt. Brauneisen kann sich aus Siderit und Chlorit entwickeln. Es kann auch direkt, ohne Zwischenstufe, epigenetisch aus Calcit entstehen, wie dies in den in Brauneisen umgewandelten Schalenresten der Fall ist. Weiter kann es unmittelbar aus Lösungen ausgeschieden werden, wie das wohl in den oberen kalkigen Lagern zutreffen dürfte. Als Bindemittel ist es meist amorph. In dem Aufbau der Ooide kann amorphes Brauneisen im Kerne und kristallines in der Schale auftreten.

Weitere Eisenelemente der Minette sind noch Magnetit und Pyrit.

Magnetit wurde gleichfalls bereits von BERTHIER in der Minette von Hayingen nachgewiesen. Doch nahm er an, daß der Chlorit magnetisch sei. LACROIX nahm an, daß in dem als « Berthierine » bezeichneten Mineral neben Chlorit auch Magnetit vorhanden sei und VAN WERVEKE hat dann die Magnetitkristalle in der Minette mikroskopisch nachgewiesen (1903 p. 281). In Hayingen bildet der Magnetit kleine linsenförmige Einlagerungen in dem (grauen) Lager 1 und in dem (roten) Lager 3. In Luxemburg ist er aus dem (grauen) Lager 1 von Rümelingen, sowie aus dem (gelben) Lager 2 von Düdelingen (Langenberg) und von Kayl (Eweschtbour) bekannt. Auch hier bildet er feine Zwischenlagen in nicht magnetischer Minette.

Pyrit tritt durchwegs gegen die Sohle der grünen Lager reichlich auf und bildet einen nicht unwesentlichen und lästigen Begleiter dieser Lager. Er gilt dem Bergmann bei Probebohrungen als Anzeichen, daß das Liegende der Eisenerzformation erreicht sei. Diese Regel erleidet aber mancherlei Ausnahmen, da Pyrit auch in den schwarzen Lagern und ausnahmsweise sogar als linsenartige Einlagerung in den höhern Lagern vorkommen kann. Der ständige Pyritgehalt in den untersten kieseligen Lagern weist auf ein tieferes, sauerstoffarmes, stagnierendes Wasser hin, in welchem diese Lager gebildet wurden. Der Pyrit zeigt selten die Würfelform und bildet gewöhnlich Körnchen oder kleine Knollen. Er ist vielfach sekundärer Entstehung. So findet man oft faustgroße Pyritknollen mit Calcitkristallen zwischen den Gesteinstrümmern der Verwerfungen. Durch Verwitterung setzt sich der Pyrit in Brauneisenstein um. Dieser durchsetzt in Schalen und Adern vielfach den oberen Teil des grès supraliasique oder das Ausgehende der tiefern Lager (« Eisengalle » der Bergleute.) Der Schwefelgehalt der Erze hängt einzig von dem Auftreten von Pyrit ab.

Von den eisenfreien Mineralien der Minette sind die wichtigsten Quarz und Calcit. Ihre Rolle bei der Bewertung der Minette wurde bereits früher besprochen.

Der Gehalt an Phosphorsäure ist sehr gering, aber charakteristisch für die Lothringer Minette. Er beträgt gewöhnlich 1,5 bis 2,5%, kann aber ausnahmsweise bis zu 5% ansteigen. Als wichtigste Quelle der Phosphorsäure muß eine, auch unter dem Mikroskop nicht zu unterscheidende Verbindung von Phosphorsäure in den Oolithen selbst angenommen werden und zwar handelt es sich wahrscheinlich um ein wasserhaltiges, phosphorsaueres Eisen, das am Aufbau der Oolithe teil nimmt. Phosphor scheint sowohl an die Ooide wie an das Bindemittel gebunden zu sein. Phosphor ist auch an die Reste der Gewebe, besonders von Fischen gebunden und tritt noch in Gestalt kleinster Phosphoritkörnchen auf. Dieser Phosphorgehalt ist natürlich unabhängig vom Eisen-

gehalt. Der Phosphorgehalt der Mollusken scheint keine Rolle zu spielen. Die Anhäufung von Muschelschalen im Dache der Erzlagerung drückt bei Abnahme des Eisengehaltes, den Phosphorgehalt herunter.

Magnesiumkarbonat ist zwar stets vorhanden, doch in unbedeutender Menge. Der Gehalt, auf MgO berechnet, schwankt zwischen 0,4 und 1,6% und scheint in den tiefern Lagern höher zu sein, als in den höhern. Eine Analyse aus dem (grünen) Lager III von Esch (Hoehl) ergab sogar 3,16% Magnesium.

Mangan ist ebenfalls stets vorhanden und der Gehalt schwankt zwischen 0,25 bis 0,50% des Erzes. Vereinzelt können aber höhere Gehalte vorkommen. So ergab eine Erzprobe aus dem mittleren (roten Neben-) Lager 3a von Eweschbour bei Kayl 7,20% Manganoxyd.

Als ständige Begleiter, welche stets in geringer Menge in der Minette auftreten, sind bekannt geworden: Vanadinsäure, Titan, Arsen, Zink, Kupfer, Nickel, Kali und Natron. Mengemäßig sind nach Bestimmungen von R. STUMPER (1937) in der Minette vorhanden.¹⁾

Bezeichnung des Lagers und der Herkunft	Cu%	As%	V%	Ni%	Ti%	Zn%
Oberes (rotes) Lager 3b von St. Michel	0,0068	0,019	0,060	0,0060	0,116	0,0147
Mittleres (rotes) Lager 3a von St. Michel	61	19	62	69	118	145
(Rotes Haupt-) Lager 3, Langengrund.	40	20	56	61	111	100
(Gelbes) Lager 2 von Mont-Rouge . .	48	20	59	59	093	157
(Graues) Lager 1 von Mont-Rouge . .	51	19	60	78	099	182
(Braunes) Lager I von Mont-Rouge . .	51	26	70	95	111	212
(Schwarzes) Lager II von Mont-Rouge .	57	23	59	102	126	239
(Grünes) Lager III von Mont-Rouge. .	51	23	70	110	113	230

Accessorisch kommt auch Bleiglanz und Schwerspat vor.

REGIONALE BESCHREIBUNG DER EISENERZLAGER DES LUXEMBURGER GEBIETES.

Nach der paläontologischen Zugehörigkeit, dem Chemismus und der lithologischen Ausbildung haben wir die Erzlager in Gruppen zusammengestellt, welche wesentliche Merkmale auf große Entfernungen hin gemeinsam haben und innerhalb welcher eine weitgehende Identifizierung der einzelnen Lager möglich ist.

Die paläontologischen Merkmale dieser Gruppen und der einzelnen Lager wurden bereits früher erörtert. Es sollen nun Gesteinsausbildung und Chemismus der einzelnen Lager besprochen werden.

A. DAS BECKEN VON ESCH—RÜMELINGEN.

10. DIE KIESELIGE LAGERGRUPPE.

Die kieselige Lagergruppe umfaßt im Teilgebiete von Esch das (grüne) III, das (schwarze) II und das (braune) Lager I. Auffallend ist, daß die Verbreitung dieser Lager in der Mulde von Oettingen—Tucquegnieux auf deren westlichen Flügel beschränkt ist und dieselben in Luxemburg z. T. sogar auf einer ausgesprochenen Aufwölbung liegen, während die höhern Lagergruppen ihre volle Entwicklung in den Einmüldungen haben. Im erzfreien

¹⁾ STUMPER, R.: Quelques recherches sur la composition minéralogique de nos minerais de fer. — Rev. techn. lux., 29^e année, N^o 6. Luxembourg 1937.

Gebiet der Einmuldung sind dagegen die kieseligen Lager durch einen tonigen Sandstein, den grès supraliasique, vertreten. Bei den nachweisbaren Beziehungen zwischen Erzbildung und Tektonik in dem Sinne, daß die mächtigsten und reichsten Lager in den Mulden auftreten, darf der Schluß gezogen werden, daß die Tektonik in der Zeit zwischen der Sedimentierung der kieseligen und der kalkigen Lagergruppe in ihren Grundzügen eine Änderung erfuhr, die den heutigen Zustand einleitete.

Das (grüne) Lager III. Die Abbauwürdigkeit des grünen Lagers ist im Luxemburger Gebiet sehr beschränkt und kommt erst südlich der Landesgrenze zur vollen Entfaltung. Die Mächtigkeit ist im Ellergrund bei Esch 2 m bis 2.50 m, und steigt jenseits der Landesgrenze in der Konzession Mont-Rouge auf 3.50 bis 5 m. Das Erz ist in frischem Zustande dunkelgrün und verwittert schmutzigbraun. Der Kieselsäuregehalt liegt im Mittel zwischen 12 bis 15% bei 7.5 bis 12% CaO und rührt namentlich von der gebundenen Kieselsäure der Eisensilikate, in geringer Menge von epigenetischem Quarz, her. Der Eisengehalt, der als FeO und Fe₂O₃ vorhanden ist, beträgt 32 bis 35%. Nach dem petrographischen Aufbau ist das Erz zum Typus 2^o und 3^o zu stellen. Die Ooide bestehen aus Brauneisen und Chlorit mit Beteiligung von Siderit, das Bindemittel aus Siderit und Chlorit. Detritisches Material und Muschelschalenfragmente sind stets beigemischt. Pyrit kommt, besonders im untern Teile des Lagers, so reichlich vor, daß der Schwefelgehalt bis zu 2% ansteigt. Hangendes und Liegendes sind wenig scharf und das Lager ist oft durch eine erzärmere Partie in zwei Teillager zerlegt.

Die Abtrennung der Zwischenmittel ist in der ganzen kieseligen Lagergruppe nicht leicht, da gewöhnlich alle Übergänge von chloritischem Sandstein bis zum Erzlager vorhanden sind. Die Mächtigkeit des Erzlagers nimmt gewöhnlich auf Kosten des Zwischenmittels zu.

Das Zwischenmittel im Dache des (grünen) Lagers III hat eine Mächtigkeit von 2 bis 3 m, die aber ausnahmsweise bis zu 1 m herunter geht, was sich durchgehends zu Gunsten der Mächtigkeit des (schwarzen) Lagers II auswirkt. Dazu schaltet sich im Zwischenmittel meistens eine 0.50 bis 0.80 m starke Lage von Eisen-erz ein.

Das (schwarze) Lager II greift über das (grüne) Lager III etwas hinaus und besitzt auch durchweg etwas höheren Eisen- und Kieselsäuregehalt als letzteres. Das Erz ist in frischem Zustande dunkelgrün oder blau, dem des (grünen) Lagers III nicht unähnlich, nur etwas dunkler. Das Erz verwittert graubraun und setzt sich leicht in schalig geformten Brauneisenstein um, so daß das verwitterte Erzlager sich im Ausgehenden schwer vom Zwischenmittel unterscheiden läßt. Man erkennt es nur an den Eisenschalen und der etwas mehr ockerigen Farbe. In dem Erze sind oft Tonschmitzen eingeschaltet und Pyrit ist im untern Teile häufig. Nach dem petrographischen Aufbau gehört das Erz zu dem Typus 3^o. Die Ooide bestehen aus Brauneisen mit heterogenem Kerne aus Quarzsplitter, Chlorit- oder Sideritbruchstücken. Das Bindemittel ist chloritisch und sideritisch oder besteht aus Brauneisen. Sekundärer Quarz ist mehr oder weniger beigemengt.

Das Zwischenmittel über dem (schwarzen) Lager II besteht aus einem graugrünen, mergeligen Sandstein oder einem sandigen Mergel mit chloritischem Bindemittel und mit mehr oder weniger reichlicher Beimengung von klastischem Quarz.

Das (braune) Lager I. Die Farbe dieses Lagers ist auch bei frischen Aufschlüssen dunkelbraun. Die grünen Farbtöne fehlen, so daß das Lager sich leicht von den tiefern Schichten unterscheidet. Dem Lager sind vielfach mergelige Kalksteine in Knollen und Linsen eingelagert, zwischen denen Bänder von mehr mulmigem Erze sich hinwinden. Nester von Versteinerungen, vielfach mit *Gryphaea ferruginea*, sind häufig. Auch das Dach des Lagers ist gut markiert und besteht aus einer 0.15 bis 0.30 m starken, festen, mergeligen Kalkschicht, die reichlich Belemniten und Muscheln, namentlich *Gryphaea ferruginea*, führt. Die Sohle ist jedoch unscharf, die Mächtigkeit beträgt im Gebiete der normalen Entwicklung 2.50 bis 3 m.

Im petrographischen Aufbau ist das Erz des (braunen) Lagers I von den tiefern Lagern verschieden. Die Ooide sind meistens recht groß, mit glänzender Oberfläche und gehören dem Typus 4^o an. Zu diesem gehören Ooide aus Brauneisen in einem kalkigen Bindemittel, das außerdem mehr oder weniger reichlich klastischen

Quarz umschließt. Von diesen hängt der SiO_2 -Gehalt des Erzes ab. Nur lokal wird ein Erz vom Typus 3^o festgestellt.

Zwischen dem (braunen) Lager I und dem (grauen) Lager 1 liegt ein 6 bis 8 m mächtiges Zwischenmittel, das aus einem untern mergelig-sandigen und einem obern kalkigen Teile besteht. Der untere Teil führt die letzten Vertreter der Dumortierienzone, der obere Teil enthält bereits Formen der Opalinuszone. Der obere Teil besteht aus festem Kalkstein, dem « blauen Stein » des Bergmanns, der die gut begrenzte Sohle des (grauen) Lagers 1 bildet. Stellenweise enthalten die obern Lagen des Kalksteines soviel Eisenerz, daß sie mit abgebaut werden können.

2^o. UNTERE KALKIGE LAGERGRUPPE.

Das (graue) Lager 1 bildet die ausgedehnteste Eisenerzanhäufung des Beckens von Esch und gilt dem Bergmann als Leithorizont dieses Gebietes. Die Farbe ist nicht grau in dem Sinne eines grauen Kalk- oder Sandsteines, sondern vielmehr braun- bis violettgrau. Auch graugrüne bis dunkelgrüne und blaugrüne Farbentöne kommen vor. Infolge Zersetzung werden die Farben vielfach rötlich oder gelblich. Kleine Einlagerungen von sehr feinkörnigem, dunkelgrünem Ton sind nicht selten.

Bezeichnend für dieses Lager sind die häufigen, vorwiegend flachrunden Kalkwacken, die sich meist leicht herauslösen, manchmal aber auch erst nach längerem Verwittern an den Wänden heraus treten. Sie führen gewöhnlich genügend Eisenerz, um als kalkiger Zuschlag verhüttet werden zu können. An verwitterten Flächen beobachtet man im (grauen) Lager 1 vielfach schiefe Schichtung und Kreuzschichtung. Mehr oder weniger große Anhäufung von Ooiden kann auch in den Kalklagen eine Art Schichtung bewirken, welche in die Erzlagen fortsetzt.

Das Dach des (grauen) Lagers 1 ist durch einen harten Kalkstein gut gekennzeichnet. Dieser führt in Lothringen meist sehr reichlich Muscheltrümmer und bildet förmliche Muschelbänke (Crassin). Im Luxemburgischen sind diese Muschelbänke nur nahe der Lothringer Grenze westlich des Kaylbachtales gut entwickelt und als « Katzenkopf » bekannt.

Nach dem petrographischen Aufbau gehört das (graue) Lager 1 zum Typus 3^o (Ooide aus Brauneisen mit einzelnen Zonen von Chlorit in einem chloritischen oder sideritischen Bindemittel) und zum Typus 4^o (Brauneisenoide mit calcitischem Bindemittel). Der Typus 3^o tritt besonders im Tiefsten der Oettinger Mulde auf, während Typus 4^o für die peripheren Teile der Mulde bezeichnend ist. So führt das (graue) Lager 1 im Bereiche von Mont-Rouge (auf dem Westflügel der Mulde) Erz vom Typus 4^o, der auch im Unterkalk (1) des Beckens von Longwy allein vertreten ist. Auch im östlichen Randgebiet des Beckens von Oettingen trifft man nur den Typus 4^o. Dagegen bildet das Gebiet von Düdelingen eine Nebenmulde, in welcher der Typus 3^o vorherrscht. Man hat den Eindruck als ob in dem zentralen, tiefsten Teile der Mulde die chemischen Prozesse vorwalteten, während der periphere Teil mehr das Bereich mechanischer Vorgänge war. Ersterer Teil war Entstehungs- und Anhäufungsgebiet, letzterer vorwiegend Anhäufungsgebiet.

Das (graue) Lager 1 ist, mit Ausnahme eines schmalen Streifens am Ostrande, im ganzen Becken von Esch abbauwürdig. Die Mächtigkeit geht selten unter 2 m, steigt bis über 4 m und liegt gewöhnlich zwischen 2.50 und 3.20 m. Der Überschuß an CaO gegenüber SiO_2 ist meist beträchtlich. Dagegen liegt der Eisengehalt selten über 32% und geht vielfach unter 30% herunter.

Das Zwischenmittel über dem (grauen) Lager 1 ist ein graues oder dunkles, auch grünliches, kalkiges, eisenreiches, schieferiges Gestein, der « Buch » des Bergmanns, der gelb verwittert, und dessen Eisengehalt im östlichen Teile des Beckens von Esch so günstig ist, daß das Zwischenmittel mit dem grauen Lager abgebaut werden kann. Wenn nun das trennende Mittel zwischen dem (grauen) Lager 1 und dem (gelben Haupt-) Lager 2 sich nach dem Chemismus lokal nur durch einen etwas geringern Fe-Gehalt unterscheidet, so zeigt dennoch das Zwischenmittel eine ganz anders geartete Lagerung. Während dieses gleichmäßig geschiefert erscheint, setzen sich die beiden genannten Lager aus wechselnden Lagen von weichem, gelblichrot verwittertem Eisenerz

und härteren, hellern Kalksteinen zusammen, so daß im Anstehenden das weichere Erz etwas zurücktritt und das Lager das Bild einer rohen, unverputzten Mauer bietet.

Das (gelbe Haupt-) Lager 2 setzt sich aus abwechselnden Lagen von Erz und Kalk, letzterer in Knollen, Streifen und Linsen abgesondert, zusammen. Das Erz ist frisch gelb oder grau, verwittert rot. Im verwitterten Ausgehenden windet sich das mulmige Erz in schmalen, roten Bändern zwischen dem helleren Kalk hin durch, so daß an den Wänden der Tagebaue das (gelbe Haupt-) Lager 2 leicht zu erkennen ist.

Der petrographische Aufbau der Minette ist der gleiche wie im (grauen) Lager 1 und es treten Typus 3^o und 4^o auf. Beide können sowohl in vertikaler wie in horizontaler Richtung miteinander abwechseln. Im Grubenbezirk Langenberg bei Düdelingen, sowie auf Eweschtbour bei Kayl ist das (gelbe Haupt-) Lager 2 magnetitführend. Dasselbe bildet im Gebiete von Düdelingen, wo das (graue) Lager 1 weniger gut entwickelt ist, das bedeutendste Erzvorkommen und wurde hier früher als « graues Lager » bezeichnet, was bei Benutzung älterer Profile oder Markscheiderangaben zur Verwirrung führen kann. Östlich des Düdelinger Sprunges vertaubt es. Nach Westen hin ist es im ganzen Becken von Esch entwickelt und zeigt Mächtigkeiten bis zu 4 m. Nur von der Ostseite des Galgenberg bei Esch ab nach Westen hin verarmt es und die Mächtigkeit sinkt unter 1 m. Schließlich ist es nur mehr durch die Kalkwacken angedeutet.

Das Zwischenmittel im Hangenden des (gelben Haupt-) Lagers 2 tritt als ein geschieferter, eisenhaltiger, roter Mergel, vom Bergmann als « Roter Buch » bezeichnet, auf. Der Farbenkontrast und die Schieferstruktur lassen das Zwischenmittel leicht von dem liegenden und hangenden Erzlager unterscheiden. Im Osten folgt der « Rote Buch » unmittelbar auf das (gelbe Haupt-) Lager 2. Im westlichen Teil des Beckens von Esch schiebt sich eine 0.10 bis 0.30 m starke, versteinungsreiche und sehr beständige Kalkbank im Dache des Erzlagers ein. Das Zwischenmittel setzt im ganzen Gebiete mit einem sprunghaften Ansteigen des SiO₂-Gehaltes ein, der im Osten noch ausgeprägter ist als im Westen, so daß schon an diesem der Beginn des Zwischenmittels in Analysenreihen zu erkennen ist.

Das (gelbe Neben-) Lager 2a unterscheidet sich wenig von seinem Hauptlager. Die Farbe ist, wie bei diesem, gelb, öfters gelbrot oder braunrot. Dies sind jedoch Verwitterungsfarben und im Innern der Blöcke trifft man manchmal einen olivengrünen oder bläulichgrünen Kern. Der untere und obere Teil des Lagers zeigt vielfach wechselnd dünne Lagen von geschiefertem Kalke und von mulmigem Eisenerz, während der Hauptteil des Lagers reichlich Kalk in runden Knollen oder in gedrungenen Linsen zeigt. Bänder von mulmigem Erze winden sich zwischen den Kalkknollen und Kalklagen hindurch. Die runden Kalkknollen sind durch Lagen von Ooiden gebändert, führen oft viel Muscheldetritus und zerfallen bei der Verwitterung oder beim Schlag nicht in Schalen sondern in geschieferte Platten. Durch diese gedrungenen Knollen unterscheidet sich das Nebenlager am auffälligsten vom Hauptlager. Auch ist die Mächtigkeit gewöhnlich geringer. Im Dache des (gelben Neben-) Lagers 2a tritt im ganzen Verbreitungsgebiet eine 0.10 bis 0.30 m starke, durchgehende Muschelbank auf. Wo im Westen das Lager verarmt ist, zeigt diese Muschelbank noch dessen geologische Position an. Ebenso wie das Hauptlager, gehört das Nebenlager zum Erztypus 3^o und 4^o. Die Verbreitung nach Westen hin ist die gleiche wie beim Hauptlager. Nach Osten reicht es aber über das Hauptlager hinaus und läßt sich, an den Kalkknollen kenntlich, bis über den Düdelinger Bach hinaus nachweisen.

Das Zwischenmittel im Hangenden des (gelben Neben-) Lagers 2a ist durch einen über der Muschelbank plötzlich einsetzenden Wechsel im SiO₂-Gehalt, aber wenig ausgeprägten Wechsel im Fe-Gehalt charakterisiert. Der SiO₂-Gehalt steigt unvermittelt um das Drei- bis Fünffache an. Dazu kommt die rote Färbung und die schieferige Absonderung der Mergel. Im oberen Teile schieben sich aber eisenschüssige Kalklagen ein, verdrängen die roten Schiefermergel und leiten allmählich zum (roten Haupt-) Lager 3 über. Ein nicht unbeträchtlicher Teil im oberen Abschnitte des Zwischenmittels könnte nach dem CaO : SiO₂-Verhältnisse zu diesem Lager 3 gestellt werden ; nur der Fe-Gehalt ist niedriger. Daraus erklären sich die großen Schwankungen in der Festlegung der Mächtigkeiten des Lagers 3 in den einzelnen Betrieben, weil der Abbau weitgehend durch die wechselnden Absatzmöglichkeiten des eisenärmeren Kalkes bedingt wird.

Das (rote Haupt-) Lager 3, auch als « rotes Lager von Esch » bezeichnet, gehört nach seiner lithologischen Ausbildung zur oberen kalkigen Lagergruppe, muß aber nach seiner Fauna zur unteren Gruppe gezogen werden. Es besteht aus eisenhaltigen Kalklagen (bis 23% Fe) mit dazwischen gelagerten Bändern von Brauneisenoolithen, die bis 47% Fe führen. Die Farbe des reinen Erzes ist rot bis violettrot. Die eingelagerten Kalkknollen zeigen hellere Farben und treten an den verwitterten Wänden der Tagebaue wie aufeinandergeschichtete Brotlaibe hervor. Schiefe Schichtung und Kreuzschichtung tritt oft auf und setzt aus den lockern Erzen ohne Störung in die Kalklagen fort. Das beweist, daß der in der Schicht verteilte Kalkgehalt sich erst nachträglich zu Kalkwacken konzentriert hat.

Das Lager ist in abbauwürdiger Ausbildung, von einigen lokalen Ausnahmen abgesehen, im ganzen Teilgebiete von Esch entwickelt und bildet durchwegs neben dem (grauen) Lager 1 das wichtigste kalkige Lager. Die Mächtigkeit liegt zwischen 2 und 4 m. Wegen der reichlich auftretenden Kalkwacken liegt der Eisengehalt der Gesamtmasse vielfach unter 30%, so daß bei weniger günstiger Absatzkonjunktur die Kalkwacken ausgeschieden werden. Das Erz ist im allgemeinen nach dem Typus 4^o (Brauneisenooide mit calcitischem Bindemittel) aufgebaut. Doch kann ganz lokal auch eisenhaltiges Bindemittel auftreten.

3^o DIE OBERE KALKIGE LAGERGRUPPE.

Die rhythmische Wechsellagerung von Buch und Erzlager ändert im allgemeinen mit dem (roten Haupt-) Lager 3. Von hier ab setzt ein entscheidender Wechsel in der Gesteinsausbildung ein. Es sind eisenhaltige Kalksteine, in welchen es durch Anhäufung von Muschelresten zu einer wirklichen Muschelbreccie oder durch Zunahme der Ooide zu lokal abbauwürdigen Erzlagern kommt. So besteht die obere kalkige Lagergruppe aus einer monotonen Folge von gewöhnlich rötlichem, auch gelblichem und grauem, vielfach plattigem oder uneben geschiefertem Kalkstein, der mit seiner Kreuzschichtung und Anhäufung von Muscheltrümmern auf ein Entstehen in einem sehr flachen Meeresteil hinweist.

Durch die lokal dichtere Packung der Eisenoolithe können ein oder gar zwei Erzlager entstehen, die als (mittleres) 3a und (oberes rotes Neben-) Lager 3b bezeichnet werden, wobei dann das (rote Haupt-) Lager 3 als erstes Lager zählt. Andere bezeichnen sie als unteres und oberes kalkiges Nebenlager. Sie bilden indeß keine durchgehenden Lager, sondern nur lokale Oolithanhäufungen in wechselndem geologischem Niveau innerhalb einer gleichartigen kalkigen Schichtenfolge, welche wir als obere kalkige Lagergruppe bezeichnen. Eine Synchronisierung der Lager auf größere Entfernung ist deshalb schwierig. Daher auch die großen Unterschiede in der Mächtigkeit der trennenden Zwischenmittel, wozu noch die Schwankungen in der Festlegung von Sohle und Dach in diesen wenig ausgeprägten Erzlagern kommen.

Dem petrographischen Aufbau nach gehört das Erz der Lager 3a und 3b ausschließlich zum Typus 4^o d. h. die Brauneisenooide liegen in einem calcitischem Bindemittel, das hin und wieder durch Brauneisen verunreinigt ist. Der SiO₂-Gehalt rührt ausschließlich von eingeschwemmten Quarzkörnern her. Die Lager werden nur als eisenreicher, kalkiger Zuschlag abgebaut. Ihre wirtschaftliche Bedeutung ist gering.

Das (rote sandige) Lager 4 ist wegen seines hohen SiO₂-Gehaltes und der häufigen Einschaltung von erzarmen sandigen Zwischenschichten im Teilgebiete von Esch wirtschaftlich kaum von Bedeutung. Er wird nur lokal in kleinen Tagebauen abgebaut. Geologisch ist dasselbe jedoch in mancher Hinsicht bemerkenswert.

Das Lager beginnt mit einer ausgeprägten Gleichgewichtsstörung in der Sedimentierung. Über gut entwickeltem Kalkstein folgt unvermittelt eine Bank von Sandstein, die bis 66% SiO₂ und ziemlich reichlich eingestreute Ooide führt. Zwischen den Lagen von Sandstein und sandigen Mergeln treten Streifen und Linsen von mulmigem Erz auf, das aus braunroten und violettroten Körnern mit geringem Bindemittel besteht. Klastischer Quarz ist reichlich beigemischt. Die Ooide sind groß, manche sind Pisoolithe bis zu 1 cm Durchmesser. Daneben treten, besonders im obersten Teile des Lagers, gut gerundete Gerölle von Kalkstein auf, die mit einer glänzenden Eisenhaut überzogen sind. Seltener sind Gerölle von hellem Quarz. Die bis 0,20 m starken Konglo-

meratlagen können sich mehrfach wiederholen. Auch dünne Lagen von feinen oder gröbern Schalenstücken sowie ganze Exemplare von Belemniten und Muscheln, namentlich *Pecten pumilis*, *P. lens*, *P. textorius*, *Astarte* sp. können eingeschaltet sein. Die Ooide gehören zum Typus 5^o und bestehen aus Brauneisen. Das Bindemittel fehlt durchgehends; wo es besteht, ist es kalkig. Das Lager ist kieselig infolge der reichlichen Beimengung von klastischem Quarz.

Die durchgehende Verbreitung einer Sandsteinsfolge mit mehr oder weniger reichlicher Oolithbildung, reichlichem Auftreten von klastischem Quarz und Einschaltung von geröllführenden Zwischenlagen in dem ganzen Gebiete östlich der Störung von Deutsch-Oth weist darauf hin, daß hier eine Erscheinung vorliegt, welche im allgemeinen Entwicklungsgang der Minetteformation begründet ist, die in einer deltaartigen Ausfüllung eines verlandenden Meeresteiles ihren Abschluß fand.

Über dem eigentlichen Erzlager folgt ein grauer oder braungrauer mehr oder weniger kalkiger Sandstein, von 0.50 bis 2 m Mächtigkeit, mit welchem die Erzformation des Beckens von Esch abschließt. Darüber folgt ein Horizont mit flachen Geschieben. Diese Gesteinsfolge über der Erzbank, die wir als «Katzenbergkonglomerat» bezeichnet haben, ist bereits höher eingehender besprochen worden.

II. DAS TEILBECKEN VON DIFFERDINGEN.

1^o KIESELIGE LAGERGRUPPE.

Im Gegensatz zum Teilbecken von Esch steht die kieselige Lagergruppe im Gebiete von Differdingen sowohl in Bezug auf horizontale Verbreitung wie wirtschaftliche Bedeutung weitaus an erster Stelle. Für die Synchronisierung der Lager in beiden Teilgebieten sei auf die Tabelle Fig. 21 verwiesen.

Das (grüne) Lager IV, das früher im Becken von Differdingen kaum bekannt war, besitzt, wie die neueren Schurfarbeiten gezeigt haben, ziemlich weite horizontale Verbreitung, genügende Mächtigkeit und einen sehr annehmbaren Eisengehalt. Es zeigt in seiner Verbreitung, in der Verteilung der maximalen Mächtigkeiten und zum Teil in dem petrographischen Aufbau eine von den höheren kieseligen Lagern verschiedene Anordnung, was auf wechselnde tektonische Bedingungen des Ablagerungsraumes hinweist.

Das Erz des (grünen) Lagers IV zeigt grünliche oder braungrünliche Farben, die sich kaum von dem Zwischenmittel abheben, so daß die Abgrenzung nach äußerlichen Merkmalen unsicher ist. Die Ooide sind matt, ihre Umrisse wenig scharf. Die glänzende Oberfläche, die man bei denselben in den höhern Lagern beobachtet, fehlt. Unter dem Mikroskop erscheinen dieselben etwas heller als das meist grüne Bindemittel. Dem petrographischen Aufbau nach gehört das Erz zu dem Typus 1^o und 2^o. Zwei typische Beispiele wurden bereits früher beschrieben. Der SiO₂-Gehalt ist meist ein beträchtlicher und rührt vorherrschend von den Eisensilikaten, untergeordnet von epigenetischem und klastischem Quarz her.

Das grüne Lager tritt in zwei größern Vorkommen auf. Das südliche beginnt im Grubenbezirk Petit-Bois und zieht in einem 2 km breiten Bande von Süden nach Norden bis in den nördlichen Teil der Konzession Thillenberg. Das nördliche Vorkommen umfaßt die Konzessionen, welche den obern Teil des Talgrundes «fond de Gras» umgeben, also etwa Jungenbusch, Langfuhr und Fusbusch, sowie den größern Teil des Titelberg. Dazwischen liegt eine noch nicht genügend durchschürfte Zone, in welcher nach den jetzigen Aufschlüssen das grüne Lager nicht zur Ausbildung gekommen ist.

Das Zwischenmittel über dem (grünen) Lager IV ist ein dunkelgrüner oder graugrüner, schmutzig braungelb verwitternder, dickbankiger, toniger Sandstein, dem feinsten Muscheldetritus oft reichlich beigemischt ist. Dazu kommen feiner Glimmer und Pyritknöllchen. Fossilien sind häufig. Die Mächtigkeit beträgt 1 bis 2 m.

Synchronisierung der Eisenerzlager der Luxemburger Minetteformation.

		Becken von Esch	Becken von Differdingen
		Emersionsfläche mit Geschieben	
Murchisonae-Schichten		Dachsandstein	Dachkalkstein
		(Rotes sandiges) Lager 4	nicht ausgebildet
		(oberes rotes) Lager 3b	
		(mittleres rotes) Lager 3a	
	Obere kalk. Lagergruppe		
Opalinus-Schichten	<i>Harpoceras opalinum</i>	(Rotes Haupt)-Lager 3	Oberkalk (3)
		(Gelbes Neben)-Lager 2a	Kalkige Lagergruppe
		(Gelbes Haupt)-Lager 2	
	(Graues) Lager 1		
<i>Harpoc. plicatulum</i>	Untere kalkige Lagergruppe	Unterkalk (1)	
Dumortierien-Schichten	Schichten mit <i>Dum. pseudo-radiosa</i>	Braunes(Lager) I	(Rotes) Lager I
		(Schwarzes) Lager II	(Graues) Lager II
	Schichten mit <i>Dumort. Levesquei</i>	(Grünes) Lager III	(Schwarzes) Lager III
		Sandstein	
		(Grünes) Lager IV	
		Kieselige Lagergruppe	

Das mikroskopische Bild zeigt reichlich Quarzbruchstücke, Glimmer, Pyritkörner und wenige chloritische Ooide in einem chloritischen Bindemittel. Durch Verwittern des Pyrites entsteht Brauneisenstein, der in Schalen und Adern den Sandstein durchsetzt.

Das (schwarze) Lager III. Das Erz dieses Lagers ist in frischem Zustande dunkelgrün oder grünlich schwarz, dem des (grünen) Lagers IV nicht unähnlich, doch dunkler. Nach seiner Konsistenz ist es im Ausgehenden mulmig mit festeren, kalkreicheren Partien. In den Stollen aber bricht es durchgehends in festen Stücken. Größere Kalkwacken treten zwar auf, sind aber viel seltener als in dem (grauen) Lager II. Pyrit ist häufig. Durch Verwitterung setzt er sich vielfach in Eisenschalen um, die im Ausgehenden besonders auffallen.

Das Erz des (schwarzen) Lagers III gehört zum Typus 2^o oder 3^o. Die Ooide sind teils hämatisiert, teils aus Chlorit und Siderit aufgebaut. Das Bindemittel ist ebenfalls chloritisch oder sideritisch.

Das (schwarze) Lager III nimmt im Becken von Differdingen einen größern Raum ein als das (grüne) Lager IV, steht in seiner Ausdehnung jedoch hinter den beiden höhern kieseligen Lagern zurück. Es fehlt östlich einer Linie, die von Redingen über Kahlbrück nach Differdingen, dann an der Westseite des Honsbusch zum Fusbusch bei Rollingen hinzieht.

Das trennende Mittel zwischen dem (schwarzen) Lager III und dem (grauen) Lager II ist meistens so gering, daß beide Lager zusammen abgebaut werden. Es schwankt zwischen 0.20 und 1 m. Das Zwischenmittel ist am schwächsten in dem mittleren und reicheren Teil des Beckens und nimmt gegen den Rand des Beckens hin zu. Die Zunahme der Mächtigkeit vollzieht sich auf Kosten der angrenzenden Erzlager.

Das (graue) Lager II greift überall über das (schwarze) Lager III hinweg und ist das verbreitetste Erzvorkommen des Differdinger Gebietes. Auch auf den Ausliegern « Ratten » und « Zolverknapp » ist dasselbe in Relikten erhalten. Das Lager ist weniger durch seine Farbe als durch die zahlreichen eingelagerten Kalkwacken gekennzeichnet. Sie führen neben dem Gehalt an Kalk einen nicht unbedeutenden SiO₂-Gehalt, wie denn dieses Lager den höchsten SiO₂-Gehalt der ganzen kieseligen Lagergruppe aufweist.

Die Kalkwacken können in großen, abgerundeten Knollen, in flachen Linsen und Lagen auftreten und führen mehr oder weniger schichtenartig eingestreute Ooide, wodurch die Wacken ein gestreiftes Aussehen erlangen. Diese Streifen setzen in die Erzlagen fort, was darauf hinweist, daß die Wacken sich in situ durch Konzentration des Kalkgehaltes um Attraktionspunkte gebildet haben. Schiefe Schichtung und Kreuzschichtung ist nicht selten. Gegen die Mitte des Lagers schiebt sich manchmal eine eisenärmere Partie ein, so daß das Lager in zwei Teile gespalten erscheint.

Die Mächtigkeit des (schwarzen) Lagers III ist 2 bis 3 m, diejenige des (grauen) Lagers II 3 bis 4.50 m, so daß in manchen Tagebauen, wie auf Halberg, wo beide Lager nur durch 0.20 m Zwischenmittel getrennt sind, eine fast bis zu 8 m mächtige Erzmasse abgebaut werden kann.

Das Erz des (grauen) Lagers II gehört zum Typus 3^o. Die Ooide bestehen aus Brauneisen, das Bindemittel aus Chlorit und Siderit. Klastischer Quarz tritt reichlich auf.

Das Zwischenmittel über dem (grauen) Lager II ist oben meist rot oder braunrot, unten mehr grünlich. Im untern Teile treten vielfach noch Kalkwacken, sowie Brauneisenschalen auf. Der obere Teil ist stärker kieselig und reicher an eingestreuten Ooiden, so daß ein allmählicher Übergang in das (rote) Lager I eintritt. Doch treten an der Basis des eigentlichen (roten) Lagers I häufig *Gryphaea ferruginea* auf, was die Grenzziehung zwischen Lager und Zwischenmittel erleichtert.

Lokal kann der Eisengehalt im obern Teile des Zwischenmittels so zunehmen, daß ein abbauwürdiges Zwischenlager entsteht, das als « gelbes Lager » bezeichnet wird. Es schließt sich in seinem Aufbau eng an das (rote) Lager I an, weshalb es die Bezeichnung: (gelbes) Lager Ia erhält. Es wird im Norden des Differdinger Beckens, so am Titelberg, sowie in den Grubenbezirken südlich vom « fond de Gras » abgebaut. Seine Mächtigkeit beträgt hier 2 bis 2.50 m.

Das (rote) Lager I bildet im ganzen Differdinger Becken einen ausgezeichneten Leithorizont und ist in dem ganzen Gebiete abbauwürdig. Die Farbe des Lagers ist ziegelrot, im untern Teile treten lokal auch gelbe Farbtöne auf, z. B. im Südwesten des Gebietes. Die einzelnen Ooide sind rot oder violettrot. Kalkwacken kommen zwar vor, sind aber seltener als im (grauen) Lager II. An der Sohle des (roten) Lagers I schieben sich eine oder zwei kalkige Bänke ein, welche reichlich *Gryphaea ferruginea* führen und die Grenze gegen das liegende Zwischenmittel gut markieren. Im Dache des Lagers I setzt unvermittelt der reine Kalkstein ein, sodaß der hohe CaO-Gehalt eine scharfe untere Grenze für die beginnende kalkige Lagergruppe abgibt.

Nach seinem Fossilgehalt und nach dem CaO : SiO₂-Verhältnisse gehört das (rote) Lager I zu der kieseligen Lagergruppe. Andere Merkmale aber weisen darauf hin, daß die Ablagerungsbedingungen seit der Bildung des (grauen) Lagers II nicht unwesentlich geändert haben. Das (rote) Lager I zeigt, wie die darauf folgenden kalkigen

Lager, Spuren intensiver Strömungen, die sich bei der Lagerung in ripple marks, schiefer Schichtung und Kreuzschichtung verraten. Gewöhnlich tritt auch ein vielfacher Wechsel von dünnen Lagen von Erz und von Kalkstein auf. Auch nach dem petrographischen Aufbau bestehen engere Beziehungen zu der kalkigen Lagergruppe. Das Erz gehört zu dem Typus 4^o. Die Ooide haben Schalen aus Brauneisen und zeigen recht verschiedenartige Kerne: Bruchstücke von klastischem Quarz, von Muschelschalen, von zertrümmerten Ooiden, können als Bildungszentrum auftreten. Das Bindemittel ist calcitisch und oft durch eingeschwemmten Ton verunreinigt. Daneben tritt klastischer Quarz reichlich auf. Zerbrochene Ooide, Trümmer von Schalen, eckige Bruchstücke von aufgearbeitetem, eisenhaltigem Material sind nicht selten. Lokal kann jedoch auch residualer Chlorit beobachtet werden.

Das (rote) Lager I zeigt hierin große Ähnlichkeit mit dem (braunen) Lager I welches, im Gegensatz zu den tiefen, kieseligen Lagern, ebenfalls reichlich klastischen Quarz führt, dessen Bindemittel calcitisch ist und klastischer Quarz führt, dessen Bindemittel calcitisch ist und dessen Ooide aus Brauneisen bestehen. Beide Lager sind in einem Meere mit ausgeprägter Hebungstendenz und starker Bodenunruhe gebildet worden. Während östlich des heutigen Sprunges von Deutsch-Oth aber bereits im (grauen) Lager 1 wieder die Tendenz zur Senkung sich geltend machte, setzte im Westen die Hebungstendenz fort und die Ausbildung der kalkigen Lagergruppe zeigt in noch verstärktem Maße auf ein anhaltendes Verflachen des Meeres hin.

2^o DIE KALKIGE LAGERGRUPPE.

In palaeontologischer und lithologischer Hinsicht bildet die kalkige Lagergruppe des Beckens von Differdingen eine Einheit. Auch der petrographische Aufbau bleibt sich durch die ganze Gruppe gleich. In einer gleichartigen Kalksteinfolge lassen sich zwei eisenreichere Zonen unterscheiden, die als Unterkalk (1) und Oberkalk (3) auseinander gehalten werden. Sie sind aber wenig scharf begrenzt und nicht niveaubeständig. Gewöhnlich bietet sich das Erzlager als eine Wechselfolge von dünnen Kalkbänken mit Lagen von rotem Eisenerz dar, während in dem Zwischenmittel nur die Oolithkörner abnehmen, sonst aber das Gestein das gleiche bleibt. Den Lagern fehlt also die gut ausgeprägte Individualität.

Das trennende Mittel zwischen dem (roten) Lager I und dem Unterkalk (1) weist recht bedeutende Schwankungen auf. Es kann lokal ganz fehlen, kann aber auch, auf Kosten des Unterkalkes, bis auf 4.50 m anschwellen, um einige Hundert Meter entfernt, wieder auf 1.50 m abzunehmen.

Der Unterkalk (1) bildet gewöhnlich das bedeutendere Eisenerzlager der Gruppe, wenn auch der Fe-Gehalt meistens ein bescheidener ist. Vielfach liegt er bei 25% Fe. Ein Gehalt von 26 bis 28% ist nicht häufig. Es handelt sich bei diesen Lagern um einen raschen Wechsel von Kalk mit dünnen Lagen von oft mulmigem, rotem oder dunkelrotem Erz. Der Kalk ist grobkörnig, stark mit Muscheldetritus durchsetzt und zeigt vielfach Kreuzschichtung. Spärlichere Ooide mit glänzender Oberfläche liegen auch im Kalke.

Das hangende Zwischenmittel des Unterkalkes (1) ist schärfer begrenzt als das liegende, weist aber auch größere Schwankungen in der Mächtigkeit auf. Er setzt sich aus hellem oder rötlichem Kalkstein zusammen und zeigt an der Basis lokal eine oder zwei Muschelbänke. Auch eine oder zwei Bänke von blauem, sandigem, gelb verwitterndem Mergel schieben sich ein. In manchen alten Profilen sind nur die Muschelbänke oder die sandigen Mergel als Zwischenmittel angegeben. Auch hier zeigt sich im Kalkstein viel eingeschwemmter Muscheldetritus, Kreuzschichtung und verstreute Ooide. In manchen Bänken ist auch klastischer Quarz reichlich eingeschwemmt.

Der Oberkalk (3) unterscheidet sich in Textur und Lagerung nicht von dem Unterkalk. Die Kalkbänke sind nur meistens noch dünnplattiger und wechseln rasch mit den dünnen Lagen von rotem oder dunkelrotem Erze. Die Gesamtmächtigkeit ist durchgehends geringer und der Abbau noch beschränkter als beim Unterkalk. Doch ist der Oberkalk (3) südlich der Differdinger Verwerfung wegen der leichten Gewinnung in mehreren Tagebauen noch wirtschaftlich abbaubar.

Am Nordende des Differdinger Beckens, im Gebiete des Titelberg und des fond de Gras ist der Unterkalk (1) recht eisenarm und wird als Mauerstein verwendet. Doch haben wir in den Grubenfeldern am Südrande des Fond de Gras unmittelbar über dem (roten) Lager I eine abbauwürdige Lage von 1 bis 1,20 m von kalkigem Erz bestehend aus wechselnden dünnen Lagen von Kalkstein und rotem, körnigen Erz. Darüber folgen 4 bis 6 m Mauerstein und dann der schwach entwickelte Oberkalk (3).

Über dem Oberkalk folgt der 0,20 bis 0,60 m starke Dachkalkstein mit aufgelagerten Geschieben, womit die Erzformation abschließt. Diese als « Titelbergkonglomerat » bezeichnete Bildung wurde bereits früher besprochen.

Der petrographische Aufbau des Erzes ist in der kalkigen Lagergruppe ein einheitlicher nach dem Typus 4. Die Ooide sind ausnahmslos aus Brauneisen aufgebaut und umschließen heterogene Kerne, bestehend aus Quarzkörnern, Muschelbruchstücken oder aus Fragmenten von zertrümmerten Ooiden. Das Bindemittel besteht ausschließlich aus Calcit. Verunreinigung durch feinsten Ton ist nicht selten. Klastischer Quarz ist reichlich beigemischt und der Kieselsäuregehalt rührt ausschließlich von diesem her. Besonders reichlich ist die Beimischung von aufgearbeitetem, eisenhaltigen Material, das aus der Zertrümmerung bereits gebildeter Erzlager herrührt. Auch feinstes Muscheldetritus ist am Feinbau des Erzes stark beteiligt.

Verbreitung. Die kalkige Lagergruppe ist zwar überall als solche entwickelt, weist aber in ihrer Mächtigkeit eine deutliche Abhängigkeit von der Topographie des Ablagerungsraumes auf. Die größte Mächtigkeit und reichlichste Erzführung ist an den Verlauf der SW—NE verlaufenden Einmuldung gebunden. In den kieseligen Lagern ist keine Abhängigkeit in der Verbreitung und dem Reichtum dieser Lager von der Muldenrichtung zu erkennen. Die flache Mulde spielt in der Opalinuszeit die gleiche, wenn auch abgeschwächte Rolle wie die Mulde von Oettingen. Im Osten der Mulde, wo die tiefen, kieseligen Erzlager noch fehlen, ist die kalkige Lagergruppe gut entwickelt. Sie nimmt aber auf dem Nordflügel der Mulde besonders deutlich ab, während hier die kieselige Lagergruppe relativ vollständig ist.

Bei der regionalen Beschreibung der Erzlager wird die Concavuszone nicht speziell berücksichtigt. Sie ist zwar stellenweise als « mergelig-sandiges Lager » ausgebildet, hat aber keine technische Bedeutung. Ihre Wichtigkeit liegt ausschließlich auf der rein geologischen Ebene. Sie bildet einen gut markierten Leithorizont mit welchem das Aalenien abschließt. Mit ihr beginnt nach der Emersion über dem Dachkalkstein eine neue Transgression, welche zum Bajocien hinüberführt.

Die randliche Begrenzung der Eisenerzformation auf dem Luxemburger Gebiete wird teils durch einen Erosionsrand, teils durch Vertauben der Erzlager gebildet.

Im Becken von Esch nimmt die kieselige Lagergruppe einen bescheidenen Raum ein und alle Lager endigen gegen Norden und Osten durch Vertauben. Die Mächtigkeit des Lagerraumes bleibt sich gleich. Sie entspricht der Mächtigkeit des grés supraliasique, der sich im ganzen Becken lithologisch gleich bleibt und der im Osten und Norden an einem steilen Erosionsrand endigt.

Im Teilbecken von Differdingen zeigt das (grüne) Lager IV deutliches Vertauben nach Osten hin. Es reicht am Titelberg in einem schmalen Bande bis an die Grenze der Doggerformation und endigt mit dieser hier an einem Erosionsrande. Das (schwarze) Lager III hat gegen Osten einen deutlichen Erosionsrand zwischen Oberkorn und Differdingen, vertaubt aber am Ostrand der Formation außerhalb dieser Linie. Das (graue) Lager II und das (rote) Lager I sind ausschließlich durch einen Erosionsrand innerhalb des Differdinger Beckens begrenzt, doch ist gegen Norden und Nordosten eine deutliche Abnahme der Gesamtmächtigkeit der Formation der Differdinger Gebiete festzustellen.

Im Teilgebiete von Esch kommt den kalkigen Lagern die Hauptbedeutung zu. Sie zeigen im Osten ein rasches Vertauben und eine Abnahme der Mächtigkeit der Eisenerzformation. Im Norden besteht ein Erosionsrand; es zeigt sich aber auch eine Abnahme der Mächtigkeit gegen Nordosten hin und im Westen erfolgt eine scharfe Begrenzung an dem Sprunge von Deutsch-Oth.

Die untere kalkige Lagergruppe zeigt das Maximum ihrer Entwicklung östlich und westlich des mittleren Kaylbachtales, in der Fortsetzung der Mulde von Oettingen. Hier können das (graue) Lager 1 und das (gelbe Haupt-) Lager 2, lokal noch dazu das (gelbe Neben-) Lager 2^a einschließlich ihrer Zwischenmittel abgebaut werden. Nach Osten hin tritt im (grauen) Lager 1 eine starke Zunahme der mergeligen Kalkwacken bei Abnahme des Erzgehaltes auf und östlich des Düdelinger Baches geht die ganze Erzausbildung zu Ende.

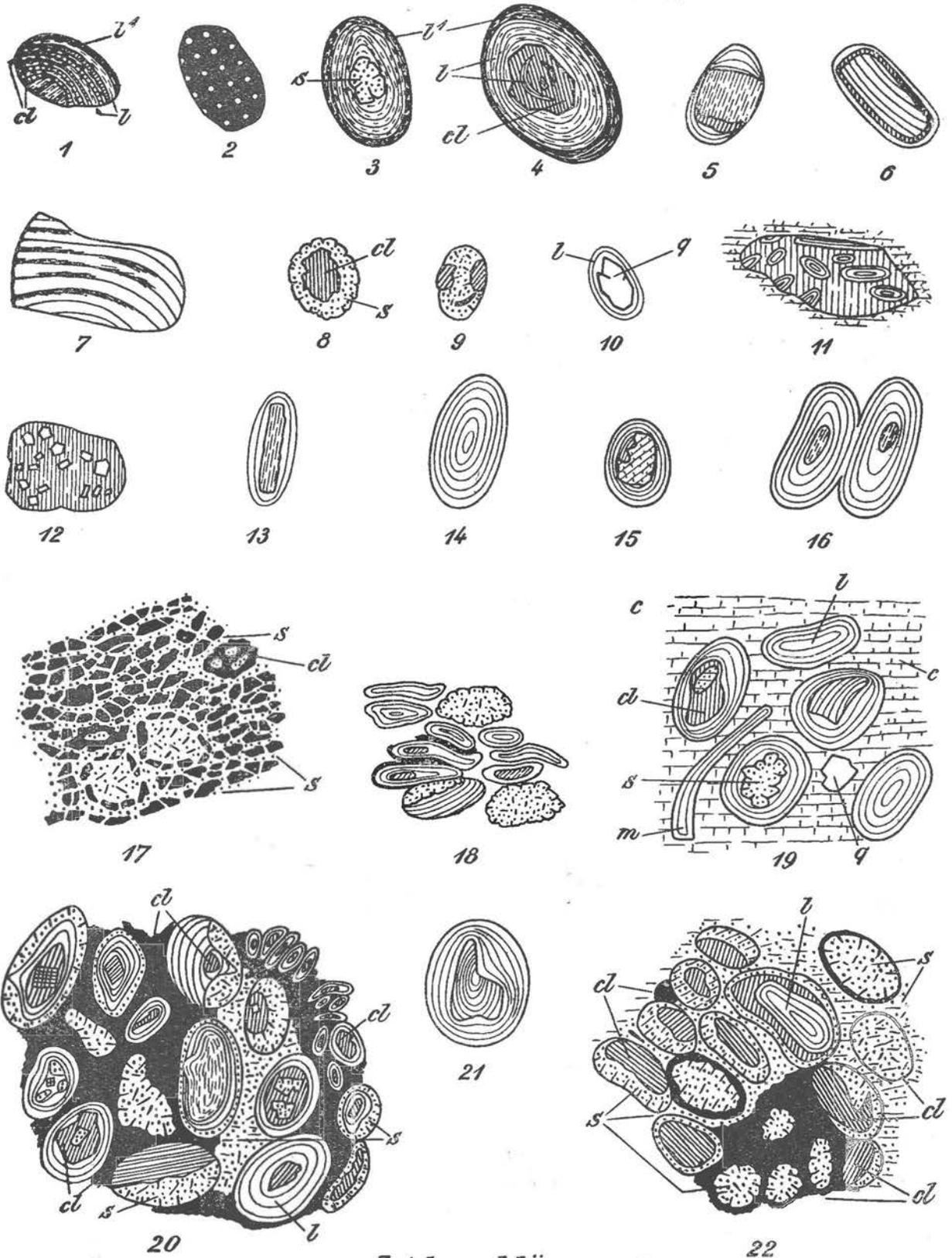
Am Nordostrande der Eisenerzformation, in der Scherr bei Düdelingen und am Herrenterberg östlich Tetingen, sind deutliche Anzeichen von Verarmung zu beobachten. Nur die beiden (gelben) Lager 2 und 2^a, sowie das (rote Haupt-) Lager 3 sind hier abbauwürdig. Das (graue) Lager 1 ist verarmt, die (roten kalkigen Neben-) Lager 3^a und 3^b nur schwach entwickelt. Von Düdelingen ab nach Westen ist der Nordrand der Erzformation zwar überall ein Erosionsrand, doch tritt im Nordosten Verarmung einzelner Lager auf und in den äußersten Ausläufern, wie am Broucher Berg bei Kayl, ist auch eine allgemeine Abnahme der Mächtigkeit festzustellen.

Ober- und Unterkalk (3 und 1) sind im ganzen Teilgebiet von Differdingen zwar vorhanden, zeigen aber eine Abnahme der Mächtigkeiten nach N und NE hin.

Es geht hieraus hervor, daß die Erzablagerungen im Teilbecken von Esch durch Erosion wenig von ihrer Ausdehnung hin nach Norden verloren haben. Östlich des Kaylbachtales sind am Nordrande nur mehr die beiden (gelben) Lager 2 und 2^a gut entwickelt, zeigen aber bereits Anzeichen einer Verarmung des Eisengehaltes. Wahrscheinlich reichten sie nicht weit über den Johannisberg nach Norden hin. Westlich des Kaylbachtales ist der Betrag der randlichen Erosion infolge des Heraushebens längs des Mittelsprunges stärker gewesen. Die Erzformation erstreckte sich nach Norden jedenfalls bis an die Verwerfung heran, die von Esch nach Bergem hinzieht. Nördlich dieser Linie dehnte sich das Teilbecken von Differdingen aus. Es führte hier nur mehr die obere kieseligen Lager II und I, welche sich jedenfalls bis nördlich des Zolverknapp hin erstreckten. Wollte man eine Grenze gegen Osten angeben, könnte man als wahrscheinlich die Linie über Hoffmannsneumühle-Ehleringen-östlich Sassenheim-Petingen-Athus ziehen, wobei diese Linie bei Sassenheim, infolge der reicheren Entwicklung der kalkigen Lagergruppe in der Mulde von Differdingen nach Osten buchtig ausbiegt. Das Teilbecken von Differdingen ist infolge der höhern Lage der Erosion mehr ausgesetzt gewesen als das Becken von Esch. Doch ist die Abtragung im Innern weniger energisch als in letzterem. Nur das Rohrbachtal und der fond de Gras schneiden bis an die Sohle der Formation ein, während im Becken von Esch die Erzformation im Innern durch das nach Norden stark trichterförmig erweiterte Kaylbachtal und durch dessen Nebentäler, sowie durch den Burengrund und Ellergrund mit ihren Verzweigungen eine starke Ausräumung erfahren hat.

CHEMISCHE UND MINERALOGISCH-MIKROSKOPISCHE BESCHAFFENHEIT DER LUXEMBURGER MINETTE.

Wie schon aus dem Abschnitt über den petrographischen Aufbau der Minette hervorgeht, ist diese ein Gemenge verschiedener mineralogischer Bestandteile, welches einem häufigen und weitgehenden Wechsel in horizontaler und vertikaler Richtung unterliegt. Es wurde auch erwähnt, daß Eisenerzlager und Zwischenmittel nicht grundsätzlich, sondern in dem gegenseitigen Verhältnis von klastischem erzfreien Material und beigemengten Eisenerzkomponenten verschieden sind, so daß das, was als Lager oder Zwischenmittel gilt, vielfach von wirtschaftlichen und technischen Möglichkeiten abhängt. Die Feststellung der genaueren Zusammensetzung der Minette und der Zwischenmittel hat neben der praktischen aber auch große wissenschaftliche Bedeutung. In praktischer Hinsicht ist es für den Hüttenmann wichtig, die Bestandteile der Minette möglichst im Einzelnen zu kennen, um ihr Verhalten im Hochofen zu beobachten und möglichst rationell auszunützen. Weiter können nur aus der genaueren Kenntnis der mineralogisch-mikroskopischen Beschaffenheit der Erze heraus Anhaltspunkte für weitere Aufbreitungsmöglichkeiten ärmerer Erze gewonnen werden. Endlich hat die Frage der Genesis der Minette neben der Erkenntnis vom Verhalten der Eisenerzkomponenten zu den allgemeinen Sedimentationsbedingungen des Ablagerungsraumes von der chemisch-mineralogischen Erfassung der konstituierenden Mineralien der Minette auszugehen.



Zeichenerklärung.

- | | | |
|--------------|--------------------|-----------------------|
| Calcit (c) | Quarz (q) | Chlorit (cl) |
| Siderit (s) | Pyrit (p) | Schalenbruchstück (m) |
| helles (l) | } Brauneisen, | |
| dunkles (l¹) | } zonar angeordnet | |
| | helles (l) | } kompaktes |
| | dunkles (l¹) | } Brauneisen. |
- Vergrößerung etwa 40÷50 fach.

ERSCHEINUNGSFORMEN VERSCHIEDENER KOMPONENTEN DER LUXEMBURGER MINETTE.

(Gelbes Haupt-)Lager 2, Düdelingen, Stollen 28 :

- 1) Ooid mit exzentrisch gelagertem Kern, der aus einem Bruchstück eines ältern Ooides besteht. Kern und Rinde sind aus abwechselnden Zonen von Brauneisen und Chlorit aufgebaut.
- 2) Pseudoooid aus einem ferretisierten (vereisenten) Bruchstück eines Crinoiden.
- 3) Brauneisenooid mit Sideritgeröll als Kern.
- 4) Brauneisenooid mit einem eckigen Bruchstück von grünlichem Eisenoxydsilikat als Kern.
- 5) Kantengerundetes Brauneisenfragment z. T. mit Chloritbelag, durch Kruste von Limonit zum Ooid ergänzt.
- 6) Bruchstück eines ältern Brauneisenooides mit Chloritrand und durch eine dünne Lage von Limonit zum Ooid ergänzt.
- 7) Aufgearbeitetes Bruchstück eines großen Brauneisenooides.

(Graues) Lager 1, Düdelingen, Stollen 28.

- 8) Eckiges Bruchstück von amorphem Chlorit durch Anlagerung von Siderit zur Rundung ergänzt.
- 9) Sideritkorn z. T. mit Limonitrand, durch Kruste von Chlorit und Siderit abgerundet.

(Rotes sandiges) Lager 4, Rümelingen, Tagebau Wodert.

- 10) Scharfkantiges Quarzkorn durch Limonit zum Rindenooid ergänzt.
- 11) Aufgearbeitetes Bruchstück von Brauneisen mit kleinen Ooiden in einer calcitischen Grundmasse.
- 12) Aufgearbeitete Brauneisenfragmente mit Quarzkörnern in einer calcitischen Grundmasse.

(Braunes) Lager 1, St. Michel bei Deutsch-Oth.

- 13—14) Helle Brauneisenoide mit dunkler Randzone, Kern bei 13 aus dem Bruchstück einer Muschelschale bestehend; bei 14 kein unterscheidbarer Kern.

(Graues) Lager II, Kirchberg bei Niederkorn.

- 15) Brauneisenoide mit Bruchstück von Calcit als Kern.

(Braunes) Lager 1, St. Michel bei Deutsch-Oth.

- 16) Helle Brauneisenoide zu Zwillingsooid verwachsen; Kerne aus dunkeltem kompaktem Brauneisen.

(Grünes) Lager IV, « Gärtchen » bei Rollingen.

- 17) Ooidform nicht ausgebildet; unregelmäßig umrissene Chloritfetzen z. T. mit Sideritkern in einer Grundmasse von Siderit. Vereinzelte größere Sideritkörner mit Chloritsaum.

(Grünes) Lager III, St. Michel bei Deutsch-Oth.

- 18) Abgeplattete, gekrümmte oder wulstige Ooide aus Brauneisen und von einem schmalen Saum von blaßgrünem Chlorit umzogen, Kern z. T. aus Chlorit- oder Sideritkörnchen; in den Zwischenräumen Sideritkörner.

Kalkwacke des (grauen) Lagers II, « Gärtchen » bei Rollingen.

- 19) Brauneisenoide teils mit Chlorit- oder Sideritkern. Grundmasse Calcit.
- 20) Das (grüne) Lager IV; Petit-Bois südlich Lasauvage.

(Graues) Lager II, Kirchberg bei Niederkorn.

- 21) Brauneisenooid mit Bruchstück eines ältern Ooides als Kern.

(Grünes) Lager IV, « Gärtchen » bei Rollingen.

- 22) Chloritkörner durch Siderit und Sideritkörner durch Chlorit zur Ooidform ergänzt. Grundmasse aus Chlorit und Siderit.

Ein erstes Mittel zur Erreichung dieses wissenschaftlichen und praktischen Zieles bietet die chemische Analyse. Hier genügen aber nicht die laufenden technischen Bauschanalysen für den Hüttenbetrieb. Diese geben eben kein Bild der mineralogischen Zusammensetzung der Minette, weil darin der Gesamteisengehalt der verschiedenen Eisenerze als Eisenoxyd berechnet ist und nicht angegeben wird, in welcher Form die Kieselsäure auftritt, ob als Quarz oder als gebundene Kieselsäure. Auch wird der Gehalt an CO_2 nicht angegeben, um nur einige der Hauptbestandteile zu erwähnen. Doch sind diese Bauschanalysen nicht ohne Wert bei der Aufstellung der vergleichenden geologischen Profile, wenn die Auswahl des zu untersuchenden Materiales nach bestimmten Gesichtspunkten geschieht.

Von diesem Gesichtspunkte aus und zum Zwecke einer vergleichenden Übersicht über die Mächtigkeit und die Zusammensetzung sowohl der Erzlager als auch der Zwischenmittel durch die ganze Luxemburger Minetteformation wurde die Tabelle: «Analysenprofile durch die Luxemburger Minetteformation» aufgestellt, welche im IV. Bande der «Veröffentlichungen des Lux. Geol. Landesaufnahmedienstes» Anhang Tabelle A, mitgeteilt wurde.

Für die Erforschung des Aufbaues der Erze, sowie für die Vervollkommnung des technischen Betriebes müssen als erstes Hilfsmittel chemische Detailanalysen ausgeführt werden, durch welche alle Bestandteile erfasst werden, welche gestatten normative Werte der konstituierenden wesentlichen Mineralien der Minette zu errechnen. Auch die Detailanalyse erfasst sowohl die Eisenerzlager wie die eisenhaltigen Zwischenmittel.

Während aber die Bauschanalyse für den technischen Betrieb nur Fe, CaO, SiO_2 , ausnahmsweise auch Mn, P und S erfasst, begnügt sich die Detailanalyse nicht mit der einfachen Angabe des gesamten Fe-gehaltes, sondern unterscheidet ob das Eisen als FeO oder als Fe_2O_3 vorliegt. Im Gegensatz zur technischen Analyse, die eine stark mit Tonerde versetzte Kieselsäure als unlöslichen Rückstand bezeichnet, stellt die Detailanalyse den reinen SiO_2 -gehalt fest, der dann in freien Quarz und in chemischgebundene Kieselsäure zerlegt wird. Weiter wird hier statt der allgemeinen hütten technischen Bestimmung des «Glühverlustes» das Hydratwasser und der CO_2 -gehalt getrennt bestimmt. Auch die Tonerde wird bestimmt. Auf weitere Besonderheiten sei hier nicht eingegangen.

Auf Grund dieser chemischen Ergebnisse können nun die mineralogischen Bestandteile der Minette nach dem «Restverfahren» errechnet werden. Dieses besteht darin, daß die auf Grund der chemischen Detailanalyse festgestellten sauren und basischen Sauerstoffverbindungen gemäß ihren wahrscheinlichsten Bindungsarten paarweise unter einander verkettet werden und zwar der Art, daß ein meistens verbleibender Überschuss eines der Partner als Rest in das nächst folgende Paar übernommen wird. Auf diese Weise wurden die Bestandteile $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 , CaSiO_3 , MgSiO_3 und FeSiO_3 gefunden. Die Ergebnisse dieser Analysen sind für die hauptsächlichsten Lager und Zwischenmittel der Luxemburger Minette in der in dem genannten Band IV der «Veröffentlichungen des Lux. Geol. Landesaufnahmedienstes» angefügten Tabelle B: «Chemische und mineralogische Zusammensetzung der Luxemburger Minette» zusammengestellt.

Die so errechnete mineralogische Zusammensetzung gibt natürlich vielfach nur einen Annäherungswert der wirklichen Verhältnisse, da die Silikatverbindungen gewiss in viel komplizierteren Zusammensetzungen und Mischungen vorliegen als die errechneten Verbindungen des FeSiO_3 , MgSiO_3 und CaSiO_3 . Die Eisensilikatverbindungen, die wir unter der allgemeinen Bezeichnung «Chlorite» zusammenfassen, schließen jedenfalls die als FeSiO_3 und MgSiO_3 angenommenen Verbindungen ein, ebenso wie die in dem «Restverfahren» nicht berücksichtigte Tonerde ganz oder teilweise an die Chlorite gebunden sein dürfte. Das Restverfahren bedarf jedenfalls noch der Korrektur durch exaktere Methoden, besonders durch die mikroskopische Untersuchung im Dünnschliff.

Die mikroskopische Untersuchung ist von grundlegender Bedeutung sowohl für unsere Vorstellungen über den feinem Aufbau und die Entstehung der Minette als auch für alle praktischen Versuche der Aufbereitung und Anreicherung. Die natürliche Klassifikation der Erze nach bestimmten Typen (siehe p. 243) beruht ebenfalls auf dem durch das Mikroskop erschlossenen petrographischen Feinbau derselben. An anderer Stelle wurden Dünnschliffe aus allen Lagern und Zwischenmitteln durch das ganze Luxemburger Minettegebiet beschrieben.¹⁾ Hier seien nur auf die wichtigeren allgemeinen Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung

¹⁾ Die Luxemburger Minetteformation, Bd. IV der Veröffentl. des Lux. Geol. Landesaufnahmedienstes, Lux. 1945, p. 214—234.

erwähnt. Es sei auch auf die Tafel Nr. 24 « Erscheinungsformen verschiedener Komponenten der Luxemburger Minette » hingewiesen.

Als Erstes ergibt sich, daß eine feste Verteilung der Typen nach den einzelnen Lagern nicht besteht, daß aber für die einzelnen Lagergruppen insofern eine gewisse Gesetzmässigkeit herrscht, als in jeder Gruppe ein bestimmter Typus vorherrscht, der für die jeweilige Ausbildung des Sedimentationsraumes bezeichnend ist.

Der Typus 1^o bei dessen Entstehen nur chemische Vorgänge mitwirkten, ist ganz auf das (grüne) Lager IV beschränkt und kommt nur im Becken von Longwy an wenigen Stellen in der Nähe der Landesgrenze vor.

Auf dem Luxemburger Gebiet ist er bisher nur aus dem Grubenbezirk « Gaertchen » bei Rollingen bekannt. Hier trifft man denselben im untern Teile des (grünen) Lagers IV, doch sind bereits eckige Quarzkörner beigemengt. Im obern Teile desselben Lagers findet man beieinander Typus 1^o und 3^o. Letzterer ist ebenfalls fast ausschließlich aus Ferroverbindungen zusammengesetzt. Sonst zeigen, soweit mikroskopische Untersuchungen vorliegen, alle Erztypen des Luxemburger Gebietes ein Zusammenwirken chemischer und mechanischer Vorgänge, wobei aber bald die einen, bald die anderen vorwiegen. Die Ooide sind dann stets präformiert, nur das Bindemittel ist in situ entstanden. Klastisches Material verschiedener Art ist in wechselnder Menge beigemischt.

Das (schwarze) Lager III des gleichen Gebietes, östlich und westlich des Roerbachtales, zeigt in den Dünnschliffen glänzende Ooide aus Brauneisen in einem Bindemittel aus Siderit und Chlorit, dazu kommt aufgearbeitetes Material und Muscheldetritus. In dem Profil des « Zeiselsgrund » sowie in dem Profil des « Gaertchen » kommen vorherrschend nicht Brauneisen- sondern Eisensilikatoide vor.

Das mikroskopische Bild des Erzes aus dem (grünen) Lager III östlich der Verwerfung von Deutsch-Oth zeigt Brauneisenoide mit Kernen von Chlorit und dunkeln Limonit. Die äußern Schalen der Rinde bestehen oft aus Chlorit oder Siderit, das Bindemittel aus den gleichen Eisenverbindungen, aber vielfach mit Flecken von Brauneisen. Aufgearbeitete Bruchstücke von Brauneisen mit Körnern von Siderit, Bruchstücke von Mollusken-schalen und Körner von klastischem Quarz sind reichlich vorhanden. Das Erz gehört zum Typus 3^o. Diesen treffen wir auch noch in den höhern kieseligen Lagern. Er bildet den normalen Typus der kieseligen Lagergruppen. Doch kann in dem (braunen) Lager I sowie in dem (roten) Lager I das Bindemittel auch aus Calcit bestehen. Der Typus 3^o ist aber keineswegs auf die kieseligen Lager beschränkt, sondern wir treffen denselben auch im (grauen) Lager 1 sowie in den (gelben) Lagern 2 und 2^a im östlichen Teile des Beckens von Esch, während im westlichen Teile dieses Gebietes diese Lager zum Typus 4^o gehören. Die höhern Lager 3, 3^a, 3^b gehören ausschließlich zum Typus 4^o, während in dem (roten sandigen) Lager 4 in beschränktem Maße auch Typus 3^o auftreten kann. Präformierte Ooide, vorwiegend aus Brauneisen, nur im (grünen) Lager III aus Eisenoxydulverbindungen bestehend, treten durch die ganze Luxemburger Minetteformation auf. Das Bindemittel ist eisenhaltig in der kieseligen Lagergruppe und in dem östlichen Teile der untern kalkigen Lagergruppe, calcitisch im westlichen Teilgebiet dieser Gruppe, sowie in den höhern Eisenerzlager. Dieser verschiedenartigen Ausbildung des Bindemittels entspricht eine wechselnde Gestaltung des Ablagerungsraumes und man kann sagen, daß im allgemeinen das Bindemittel ein empfindlicherer Indikator für die Sedimentationsbedingungen bildet als die Ooide. Diese sind, mit Ausnahme von Typus 1^o und 2^o, zu denen nur engbegrenzte, lokale Vorkommen gehören, durch die Strömung herbei gefrachete Gebilde, die unter annähernd gleichbleibenden Bedingungen im Seichtwasser des Strandgebietes entstanden, während das in situ gebildete Bindemittel die wechselnde Ausbildung des Ablagerungsraumes wiederspiegelt. Im tiefern, wenig durchlüfteten Meere der sinkenden Mulde kam es zur Abscheidung von Siderit und Chlorit, während in den seichten Schwellengebieten Brauneisen und besonders Calcit vorherrschen. So finden wir in dem tiefern Meere des untern Aalenien den Typus 3 in ziemlich gleichbleibendem Niveau vor. Mit der im höhern Aalenien einsetzenden Bodenunruhe setzt auch Umbildung und Differenzierung der petrographischen Typen ein, so daß beispielsweise das (braune) Lager I sowie die untern kalkigen Lager 1 und 2 je nach der Gestaltung des Meeresbodens im Vorherrschen von Typus 3^o oder 4^o wechseln.

Es darf aber auch bei der Auswertung des mikroskopischen Befundes nicht außer acht gelassen werden, daß es nicht immer leicht ist sich frisches Gesteinsmaterial zu beschaffen, da die Erze des Luxemburger Gebietes nach ihrer Ablagerung zum Teil tiefgreifenden, sekundären Veränderungen unterlagen, welche das ursprüngliche Bild abschwächen. Im Verlaufe der nachträglich in unserm Gebiete erfolgten Heraushebung und damit einsetzenden

Erosion wurde die Lage des Grundwasserspiegels so geändert, daß die Erze, besonders im Ausgehenden und im Gebiete der Tagebaue in den Bereich der obern vadosen Wasserzirkulation gelangten, wodurch sie einer kräftigen Oxydationswirkung ausgesetzt waren. Dadurch wurden die im Gestein eingelagerten Silikate und Siderite zum Teil in Limonit umgewandelt. Auch der sekundäre Pyrit unterlag teilweise dieser Oxydation. Einerseits konnte in dem der Verwitterung ausgesetzten Anstehenden das Gestein von amorphen Limonitmassen in Gestalt von Adern und Wülsten durchzogen werden, anderseits ging durch die Oxydation eine feinere Umwandlung in den Eisenoxydulsilikaten und Eisenkarbonaten vor sich, wie auch manche Teile des calcitischen Bindemittels, von Spalten und Rissen ausgehend, durch Oxydationsmetasomatose teilweise in Eisenoxydhydrat umgewandelt wurden.

Über Form und Struktur der Ooide ergeben sich aus der mikroskopischen Untersuchung ebenfalls einige allgemeine Gesichtspunkte.

Deutlich abgegrenzte Kerne sind bei vielen Ooiden nicht zu erkennen. Wo solche abgetrennt werden können, bestehen sie bei dem untersuchten Material in erster Linie aus Bruchstücken präexistierender und wieder zertrümmerter Ooide. Diese Bruchstücke können aus Chlorit, Siderit oder Brauneisen bestehen und vielfach ändernde Gestalt und Größe zeigen. Die Bruchstücke von Brauneisen sind meist dunkel und ohne sichtbare Struktur. Es handelt sich wohl um kleinste Fragmente von « aufgearbeitetem » eisenhaltigen Material. Daneben kommen aber auch Kerne vor die aus zonar aufgebauten, hellbraunen Rindenbruchstücken zerbrochener Ooide bestehen. Hin und wieder trifft man sogar ein halbiertes Ooid mit deutlichem Kern wieder als Kern eines neuen Ooiden. Manchmal wird der Kern von einem Rollstück einer Muschelschale, häufiger von einem Crinoidenbruchstück gebildet. Die Kerne können auf einer höhern oder niedern oder der gleichen Oxydationsstufe stehen wie die Rinde. Diese kann ihrerseits aus Lagen gleicher oder verschiedener Eisenverbindungen aufgebaut sein.

Das häufige Vorkommen von Bruchstücken praexistierender Ooide als Kerne einer späteren Ooidengeneration weist auf sedimentär-syngenetische Entstehungsweise der Minette hin, wobei chemische und mechanische Prozesse nebeneinander stattfanden.

Kerne aus Bruchstücken von klastischem Quarz oder von Calcit treten in den untersuchten Schliffen erst in zweiter Linie auf. Die manchmal erwähnte Regel, daß in den tiefern Lagen Kerne aus Quarz, in den höhern solche von Calcit vorherrschen, läßt sich nicht bestätigen. Die Verhältnisse wechseln gewöhnlich rasch. Wie die manichfaltigsten Bildungen auf engstem Raume auftreten können, zeigt beispielsweise ein Schliff aus dem (gelben) Lager 2 in Düdelingen. Der Schliff zeigt: 1) Ooide mit einem Crinoidenbruchstück als Kern 2) Ooide mit Sideritkern 3) ein Ooid mit einem Riesenkern von Chlorit und Siderit, der durch eine dünne Rinde von Brauneisen abgerundet ist 4) Ooide mit dem zonar aufgebauten Bruchstück der Rinde eines zertrümmerten, früher gebildeten Ooiden als Kern. 5) Ooide mit einem Kerne von dunkelm Brauneisen, umgeben von einer hellbraunen Brauneisenrinde.

Bruchstücke von aufgearbeitetem, eisenhaltigem Material finden sich in den meisten Schliffen. Sie bestehen aus Brauneisen, seltener aus Chlorit oder Siderit. Oft schließen dieselben auch Ooide oder Bruchstücke von solchen ein. Die Bruchstücke umschließen nicht selten Körner von klastischem Quarz. Solche aufgearbeitete Bruchstücke können in allen Lagern und Zwischenmitteln auftreten. Nur in den tiefsten Lagern der Minetteformation, wo die mechanischen Vorgänge überhaupt eine untergeordnete Rolle spielen, sind sie nicht beobachtet worden. Am häufigsten und in größter Ausbildung findet man die Bruchstücke von aufgearbeitetem Material in dem (roten sandigen) Lager 4.

Eingeschwemmter klastischer Quarz tritt in den meisten Schliffen, oft in beträchtlicher Menge, auf. Besonders auffallend ist die Zunahme in gewissen Zwischenmitteln, wie über den beiden (gelben) Lagern 2 und 2^a und lokal auch über dem (roten) Lager 3. Die Körner sind stets scharfkantig und zeigen oft einen Belag von Brauneisen oder Chlorit. Das Ausmaß der Seitenlängen liegt meistens unter 0.1 mm.

Die Grundmaße des Erzes umschließt außer diesen genannten Komponenten Bruchstücke von Schalenresten, bei denen die Muscheln weit vorherrschen. Die andern Formen sind nur untergeordnet vertreten. Der organogene Detritus kann stellenweise in den Schliffen so vorherrschen, daß er den Hauptteil ausmacht. Die Crinoidenbruchstücke sind stets stark abgerollt, die Kanäle derselben meist mit Brauneisen, ausnahmsweise mit Chlorit

ausgefüllt, während die Kalkwände der Kanäle erzfrei blieben. Die Muschelbruchstücke sind oft sehr groß, weil sie infolge ihrer flachen Schalenform auf dem Wasser flottierten. Sie sind aber durch Aufnahme von Limonit entweder zwischen den Lamellen gelblich gefärbt oder am Rande stärker hämatisiert. Seltener sind stabförmige Schalensplitter, die ganz in Limonit umgewandelt sind. In einer Anzahl von Schliffen wurde je eine einzelne Form von Foraminiferen gefunden. Die Mikroorganismen sind jedenfalls selten.

HEUTIGE AUFFASSUNG ÜBER DAS ENTSTEHEN DER MINETTEABLAGERUNGEN.

Unsere heutige Auffassung über die Genesis der Minette beruht grundsätzlich auf dem Gesamtbilde, das wir uns von den Vorgängen machen, welche im Obern Lias und Untern Dogger der mitteleuropäischen Juraprovinz die Eisenoolithfazies ermöglichten. Je lückenloser wir dann die spezifischen Vorgänge in dem Lothringer-Luxemburger Raum in den Rahmen des Gesamtgeschehens einzufügen vermögen, desto zutreffender wird auch die Erklärung sein, die wir von der besondern Ausbildungsweise der oolithischen Eisenerzlager dieses Raumes zu geben versuchen. Diese Auffassung muß natürlich mit der jeweiligen Vertiefung unserer Erkenntnis des geologischen Weltbildes ändern. Eine endgültige Theorie der Entstehung der Minette könnte es dann geben, wenn wir die Gesamtheit der paläogeographischen, tektonischen und sedimentpetrographischen Vorgänge der Lothringer Furche in ihren Beziehungen zu dem allgemeinen erdgeschichtlichen Geschehen vollständig erkennen könnten. Da wir aber davon noch weit entfernt sind, hat unser heutiger Erklärungsversuch auch nur beschränkte Gültigkeit und wird auf Grund vertiefter Erkenntnis der Zusammenhänge überholt werden. Daß die Reihe der heute überholten Erklärungen bereits eine große ist, beweist nicht die Unzulänglichkeit der geologischen Erforschung, sondern ist ein notwendiges Ergebnis der stetig umfassenderen Beobachtungen.

Jeder Erklärungsversuch der Entstehung der Minette hat sich mit zwei Vorgängen zu befassen: Die Herkunft des Eisens und das Zustandekommen der Eisenerzlager in dem vorliegenden oolithischen Aufbau. Der direkten Beobachtung zugänglich ist nur der chemisch-petrographische Aufbau des Erzes und dessen Anordnung innerhalb des gegebenen Sedimentationsraumes. Dagegen ist der Werdegang von der Herkunft des Ausgangsmaterials an bis zur Bildung der Komponenten des Erzlagers nur mittelbar zu erschließen und dazu nicht eindeutig. Für die Herkunft des Ausgangsmaterials sind wenigstens zwei verschiedene Wege möglich. Es muß deshalb im Rahmen des Gesamtbildes der damaligen geologischen Vorgänge und unter Berücksichtigung der Besonderheiten des Ablagerungsraumes derjenige Erklärungsversuch als der zutreffende gewertet werden, welcher sich am besten in den Werdegang des allgemeinen geologischen Geschehens in West- und Mitteleuropa zur Zeit der Eisenoolithbildungen einfügt. Zu diesem Gesamtbilde gehört die Entwicklung einer Eisenoolithfazies, welche in Lothringen zwar ihre extremste Form erreicht, in ihren kennzeichnenden Merkmalen sich aber in folgenden allgemeineren Vorgang einer Faziesumprägung einfügt: Nach dem ruhigen Verlauf des Obern Lias mit den weit verbreiteten dunkeln Schiefertönen setzt an der Wende zum Dogger eine Wiederbelebung der tektonischen Bodenunruhe ein, welche zu einer Umgestaltung der Sedimentationsräume führt und in Lothringen mit der Abtrennung vom schwäbischen Raum und dem Anschluß nach Westen hin einen besonders aktiven Charakter aufweist. Diese tektonischen Vorgänge machen sich in einer Umprägung der Flachseebildung zur Oolithfazies in bestimmten, durch undulatorische Teilbewegungen gut gekennzeichneten Gebieten von Mitteleuropa geltend. So finden wir die Oolithfazies an der Lias-Dogger-Wende in den Flachseegebieten am Rande epigenetisch bewegter Festlandmassen, wie am Rande des Zentralplateaus, des gallisch-ardennischen Massives, an der Vindelizischen Schwelle, am Ostrande der Böhmisches Masse und sogar in der Umrandung der embryonalen Alpenschwelle. Die Verknüpfung der Oolithfazies mit tektonischen Vorgängen ist so allgemein, daß dies kein Zufall sein kann, sondern zu bestimmten paläogeographisch-tektonischen Umgestaltungen gehört.

Auffallend ist vor allem die Eisenoolithfazies in der Flachsee an dem Ostrande des französischen Zentralplateaus und des gallisch-ardennischen Massives, von denen zur Liaszeit Teile den Charakter von Einsenkungsfeldern annahmen. Besonders bezeichnend ist die damals einsetzende Herausbildung des Pariser Beckens im Gebiete des

alten gallischen Festlandes. Am Ostrande dieser Massive, in der Lothringer Furche und im Rhônebecken, zieht sich die Eisenoolithfazies in einer Erstreckung von fast vier Breitengraden hin. Im Süden ist dieselbe nur in vereinzelt Inseln erhalten geblieben und die Vorkommen bilden Lager von geringer Mächtigkeit. Im Norden, in Lothringen, bildet sie die zusammenhängende Masse der Minetteformation in welcher sich die Lager mehrfach und in größerer Mächtigkeit wiederholen. Hier gingen auch die größten paläogeographischen und tektonischen Umgestaltungen vor sich.

CAYEUX (1922) hat alle diese Vorkommen untersucht und weist auf eine Reihe gemeinsamer Merkmale hin :

Die Ooide sind nicht in situ gebildet ; das Bindemittel entstand am Orte der heutigen Einbettung. Alle Vorkommen zeigen Lückenhaftigkeit in der Schichtenfolge und plötzliche Gleichgewichtsstörungen in der Sedimentation und sind von Emersionserscheinungen begleitet. Die Gleichgewichtsstörungen ebenso wie das Auftreten von aufgearbeitetem Material weisen nicht auf Ufernähe hin, sondern auf lebhafte Bodenunruhe, wobei Schwellen geschaffen wurden, welche der Abtragung unter Wasser unterlagen, die durch Wellen und Strömungen bewirkt wurde. Alle Vorkommen der Eisenoolithfazies liegen in tektonisch gleichwertigen Bildungsräumen, nämlich in flachen, tektonisch vielfach bewegten Meeresbecken am Rande von Kontinentalschollen, die ihrer Einebnung entgegen gingen.

Das Auftreten der oolithischen Eisenerze in Flachseebecken mit ausgeprägter Bewegungstendenz ist gewiß kein zufälliges und es bestehen ursächliche Zusammenhänge zwischen dem tektonisch bedingten Bodenrelief und der Anordnung der oolithischen Eisenerzlager nach petrographischem Aufbau, Reichtum und Mächtigkeit der Oolithanhäufungen.

Diese unleugbare Abhängigkeit der Ausbildung der Lager von gewissen Bedingungen des Untergrundes hatte VILLAIN zur Theorie der Nährspalten geführt. Ausgehend von der Beobachtung daß die Verteilung der Lager tektonisch gebunden ist, daß die reichsten Lager in Mulden liegen, welche von Verwerfungen durchsetzt oder begrenzt sind, nahm er an, daß durch die tektonischen Vorgänge Verwerfungen und Spalten ausgelöst wurden, auf denen im Meeresgrunde Mineralquellen aufstiegen, so daß sich gleichzeitig Eisen und Sedimente niederschlugen, wobei noch die durch das unebene Bodenrelief gelenkten Meeresströmungen die Verteilung beeinflussten. Durch diese Vorgänge wären sowohl die Frage der Herkunft des Eisenerzes als auch seiner Verteilung beantwortet gewesen.

Die Theorie der Nährspalten hielt zwar den Tatsachen nicht Stand, aber sie lenkte zuerst die Aufmerksamkeit auf die Abhängigkeit der Ausbildung des Erzes von dem Relief des Untergrundes. Die Beobachtungen zeigen nun, daß der größere Eisenerzreichtum in den Mulden auftritt, während die trennenden Schwellen erzärmer sind. Die Mulden und Schwellen schaffenden Bodenbewegungen reichen aber in ihren Anlagen bis in die Zeit der Erzablagerung zurück und waren bestimmend für die Verteilung des Erzes. Die Verwerfungen sind jedenfalls jünger als die Faltung, aber manche derselben sind durch Verbiegungen vorgezeichnet, die später bis zur Verwerfung verzerrt wurden. Daher der scheinbare Zusammenhang zwischen Erzanhäufung und Verwerfungen, wobei aber Anhäufung nur dann auftritt, wenn die Verwerfung in ihrer Erstreckung mit einer Mulde zusammenfällt. So finden wir auch auf der bedeutendsten Verwerfung, dem Sprunge von Deutsch-Oth, keine Erzanreicherung, sondern eher Verarmung, weil die Verwerfung auf einem Schwellengebiet angelegt ist.

Da aber nur die Verteilung der Erze von der tektonisch bedingten Topographie des Meeresgrundes und von den durch diese Topographie gelenkten Meeresströmungen bedingt wird, bleibt die Frage der Herkunft des Eisens offen. Die Herkunft des Eisens aus Thermalquellen wäre ja ein möglicher und scheinbar sogar der einfachere Weg, aber er wird nicht den geologischen Tatsachen gerecht, die sich beim Studium der Ablagerungen des Sedimentationsraumes der Minette ergeben. Es ist deshalb logisch, den Ursprung des oolithischen Eisenerzes in dem allgemein verbreiteten Vorgange des Auslaugungsprozesses der Verwitterungsmassen des Festlandes zu suchen, wobei das Eisen in weitgehend verdünnter Lösung durch Flüsse und Grundwasser dem Meere zugeführt wird. Hierbei erfolgte unter zeitgebundenen Bedingungen eine Ausfällung in Form von Ooiden, während die Anhäufung zu abbauwürdigen Lagern unter ortsgebundenen mechanischen Vorgängen der Aufbereitung und Anreicherung ermöglicht wurde.

Da die Eisenoolithfazies eine allgemeine Erscheinung gewisser Perioden der Jurazeit darstellt, so wird bei der regionalen Ausdehnung derselben der allgemeinere Vorgang der Auslaugung des ständig sich erneuernden detritogenen Abtragungsmaterials durch Oberflächen- wie durch Grundwasser den wirklichen Verhältnissen am ehesten gerecht. Die Fazies trägt alle Merkmale einer Flachseebildung und es ist kein einziges Moment vorhanden, das die Intervention von Thermalquellen für deren Entstehung als unumgänglich notwendige Bedingung hinstellt. Eine Zufuhr von Eisen durch eisenhaltige Quellen kann lokal eingetreten sein. Auch das unmittelbar ins Meer austretende Grundwasser konnte lokal stärker eisenhaltig sein. Aber die Zufuhr der Eisenlösung erfolgte im Wesentlichen teils durch das oberflächlich abfließende Wasser, teils durch Umsetzungsvorgänge, die in dem ins Meer geschwemmten eisenhaltigen Verwitterungsboden stattfanden. Das gleiche wird bei der allmählichen Überflutung einer sinkenden Landmasse erreicht. Bei der Abrasion durch die Wellen wird der Verwitterungsschutt aufgewirbelt, und das Eisen in Lösung gebracht um an anderer Stelle unter veränderten Bedingungen von Tiefe, Temperatur und Salzgehalt wieder auszuflocken. Diese letztern Vorgänge dürften besonders bei der Bildung der tiefsten kieseligen Lager der Minetteformation eine Rolle gespielt haben. Das ist der Weg der Herkunft des Eisens in den zahlreichen kleinern Vorkommen in Württemberg, im Juragebiet, im Rhônegebiet und es ist nie der Versuch gemacht worden oder es hat sich die Notwendigkeit herausgestellt, eine Herkunft aus Thermalquellen zur Erklärung dieser Vorkommen heranzuziehen. Es liegt auch kein Grund vor diesen allgemeinen Vorgang für die Bildung der Lothringer Minette auszuschließen, denn das Lothringer Eisenoolithvorkommen unterscheidet sich nur durch seine größeren Ausmaße von diesem kleineren Lager.

Es ist einleuchtend, daß bei der Frage nach der Herkunft des Eisens wir uns, von den Beobachtungen ausgehend, am weitesten vorwagen, und daß die Lösung uns nur in ihren allgemeinen Zügen gelingen kann. Schon die Frage wie weit Lösungszufuhr ins Meer erfolgt und wie weit Umsetzungsvorgänge im Meere selbst vor sich gehen, ist nicht restlos aufgeklärt. Weiter bietet die Lösung der Frage, welche Vorgänge die Abscheidung des Eisens in diesen äußerst verdünnten Lösungen veranlassen, mancherlei Schwierigkeiten. Endlich ist der Vorgang der oolithischen Formgebung, sowie die stoffliche Entwicklung der Ooide in ihren Einzelheiten nicht klar. Die gleichen Eisenverbindungen können nebeneinander in der gestaltlosen Form des Bindemittels oder in der Form des Ooides auftreten. Ebenso bestehen Ferro- und Ferriverbindungen nebeneinander sowohl in den Ooiden wie im Bindemittel. Die meisten Ooide scheinen in ihrer Entwicklung den Weg von Eisensilikat zum Brauneisen zu nehmen. Doch kann auch Brauneisen als solches ausgefällt werden. Daneben tritt aber auch noch Eisenkarbonat auf. Die Eisensilikatverbindungen sind bis jetzt nur in marinen Sedimenten bekannt. Selbst wenn man annimmt, daß sie bereits im Süßwasser in Lösung waren, so sind offenbar die im Süßwasser vorhandenen Elektrolyte unter normalen Umständen nicht im Stande die entstehenden Eisensilikatsolen auszuflocken. Ausfällungs- und Umsetzungsvorgänge können sich also erst im Schelfgebiet unter Einwirkung verschiedener Faktoren, wie Salzgehalt, Temperatur, Durchlüftung, Anwesenheit organischer Fällungstoffe, abspielen. Man kann aber auch an Umsetzungen denken, die im feinsten, detritogenen Schlick im Meere selbst vor sich gehen.

Die verschiedenartigen Auffassungen über die Beteiligung der verschiedenen Faktoren an der Abscheidung und Umsetzung der Eisenverbindungen beweisen wie weit wir von einer Lösung der Einzelheiten dieser Fragen entfernt sind. Diese Schwierigkeiten bestehen aber auch bei Annahme einer hydrothermalen Herkunft des Eisens.

In den tiefern Lagern besteht die Minette vorherrschend aus Siderit und Chlorit. Höher herrscht Brauneisen vor oder tritt ausschließlich auf.

Eine Zufuhr von Eisenkarbonat in Lösung durch die Oberflächenwasser kommt wohl nicht in Betracht, weil das Karbonat bei der stetigen Anwesenheit von Sauerstoff nicht beständig ist.

Das Eisenkarbonat muß sich also im Meere bilden und das kann in dem eingeschwemmten Schlick als in einem unter Reduktionswirkung stehenden Milieu geschehen, wobei die Vorgänge sowohl im Blauschlick wie im Rotschlick vor sich gehen können.

Das mit dem Schlick als Gel oder in amorpher Form eingeschwemmte Eisenhydroxyd muß zuerst in den Solzustand zurückgeführt werden. Dies geschieht in Gegenwart der Zersetzung organischer Substanz, welche unter Sauerstoffverbrauch erfolgt, wobei sowohl Ammoniak wie auch Kohlendioxyd entsteht. Unter Mitwirkung

des Ammoniaks erfolgt in dem Reduktionsmilieu die Bildung eines Ferrohydrosol, das für weitere Reaktionen geeignet ist.

Im Blauschlick bildet sich unter Einwirkung von Schwefelwasserstoff, der durch die Tätigkeit von Sulfobakterien erzeugt wird, ein wasserhaltiges Eisensulfid, welches die dunkle Farbe des Schlicks verursacht. Ist nicht genügend Schwefelwasserstoff entwickelt worden, so kann das Ferrohydrosol durch Einwirkung des bei der Zersetzung der organischen Substanz entstandene CO_2 in Eisenkarbonat verwandelt werden oder als Ferrohydrosol im Schlick erhalten bleiben.

Im Rotschlick, dessen Farbe vom Vorhandensein von Ferriverbindungen herrührt, fehlt das Eisensulfid, was höchst wahrscheinlich auf Gründe biochemischer Natur zurückzuführen ist. Da aber auch hier reaktionsfähiges Eisen vorhanden ist, konnte eine Eisenkarbonatbildung wie im Blauschlick vor sich gehen.

Die Vorgänge der Eisensilikatbildung liegen weniger klar. Eisensilikate fehlen den Süßwasserablagerungen und die Bildung von oolithischen Eisensilikaten scheint an den Rotschlick gebunden, der seinerseits von den lateritischen Verwitterungsböden der Tropen und Subtropen her stammt. Einstweilen wissen wir nur, daß innerhalb der Schlickmassen sowohl die Löslichmachung amorpher Substanz als auch chemische Umsetzung verschiedener Art erfolgen kann. So wird beispielsweise in dem Blauschlick das Eisen über den Weg des Eisensulfid zu Eisenoxydhydrosol zurückgeführt. Ist auch ein Kieselsäuresol vorhanden, so wäre eine Umsetzung zwischen beiden bei Anwesenheit organischer Stoffe möglich, obwohl die Einzelheiten dieses Vorganges nicht bekannt sind.

Das im Rotschlick entstandene Eisenkarbonat kann beim Aufwirbeln des Schlickes und bei Durchlüftung ebenso oxydiert werden wie des Eisensulfid des Blauschlickes, so daß auch im Rotschlick zeitweilig oxydisches Eisen in gelöster Form vorhanden ist. Da bei der Einwirkung zerfallender organischer Substanz durch das entstehende Ammoniak amorphe Kieselsäure in gelöste Form übergeführt wird, sind die Bedingungen gegeben, daß je nach dem Sauerstoffgehalt des Meereswasser ein Ferro-, oder ein Ferrioxysol auf das Silikatsol einwirkt und demnach Chamosit oder Chlorit entstehen kann.

Es ist aber auch möglich, daß im fossilen Rotschlick neben oxydischem Eisen auch Eisensilikat vorliegt, wie auch in den rezenten Lateriten neben kolloidalem Eisenoxydhydrat das meiste Eisen an wasserhaltiges Silikat gebunden ist.

Von manchen Forschern wird aber auch der Standpunkt vertreten, daß das in dem eingeschwemmten Rotschlick enthaltene Eisen ausschließlich als Eisensilikat ins Meer gelangt, wo es in einen umsetzbaren Zustand übergeführt wird. Es kann dann, je nach dem Sauerstoffgehalt, sich als Eisentonerdieselikat oder als Eisenoxydgel und gelatinöse Kieselsäure niederschlagen. Ob also Eisenoxyd oder Eisensilikat zur Abscheidung käme, hinge von einer geringen Veränderung der physikalischen Bedingungen ab. Das Auftreten von Brauneisen und von Eisensilikat in wechselnden Zonen im Aufbau vieler Ooide weist darauf hin, daß der Übergang von Silikat zum Oxyd und umgekehrt ein äußerst leichter war und daß zwischen Chlorit und Brauneisen nähere Beziehungen bestehen, während Chlorit und Siderit ohne erkennbare Abhängigkeit neben einander hergehen. Die Bildung des Eisensilikatooides konnte aber nicht innerhalb der Schlickmassen vor sich gehen, sondern beim Aufwirbeln des Schlickes durch bewegtes Wasser. Solche freie Bewegung ist für das Zustandekommen einer Ooidform unerlässlich, da innerhalb einer schlammigen Masse es nur zur Bildung körniger Konkretionen kommen kann. Bei der Bewegung im Wasser konnte zugleich eine Anreicherung der Ooide vor sich gehen, denn das Ausgangsmaterial, der Schlick, ist stets viel weniger eisenreich als das in den daraus hervorgegangenen Eisenoolithen zum Ausdruck kommt.

Wenn wir diese mit manchen Voraussetzungen behafteten Erklärungen der Entstehung der Komponenten des oolithischen Eisenerzes auf die Lothringer Minette anwenden, so beobachten wir doch eine gute Übereinstimmung mit den tatsächlichen Verhältnissen, was dafür spricht daß die Erklärungen doch im allgemeinen zutreffen. Den Ablagerungen des rezenten Blauschlickes entsprechen die dunkeln Gesteine des Lias mit reichlicher Beimischung von Pyrit und von Gips, der sich bei der Umsetzung ersteres auf Kosten der Karbonate gebildet hat. Auf das Vorkommen von Siderit sind diese dunkeln Gesteine bei uns noch nicht mikroskopisch untersucht worden, doch wird das Auftreten desselben beispielsweise aus Dünnschliffen schwäbischer Opalinustone erwähnt. Dazu kommt ein mehr oder weniger starker Bitumengehalt. Das sind Bildungen, die bei geringer Durchlüftung und starker Reduktion innerhalb der dunkeln Mergel und Tone vor sich gingen.

Hingegen zeigt die Eisenoolithfazies des Aalenien alle Merkmale, welche auf den Zerfall fossiler Schlicke mit lateritischem Ausgangsmaterial hinweisen, wobei schließlich als Verwitterungsrest ein mehr oder weniger eisenhaltiges, amorphes Tonerdehydrogel übrig blieb.

Neben diesen Umsetzungsvorgängen im Schlicke, die im Meere selbst vor sich gingen, fand auch Lösungszufuhr durch die Flüsse statt, wobei die eingebrachten Lösungen bei der Berührung mit dem Meerwasser im Gebiete des Strandes ausgefällt wurden, und es unter besondern Bedingungen zur Bildung von Brauneisenooiden kam.

Die Vorgänge der Ausfällung und Umsetzung von Eisenlösungen spielen sich in allen geologischen Formationen ab. Da die Eisenoolithfazies aber nur in gewissen geologischen Zeiten und in bestimmten Sedimentationsräumen in Erscheinung tritt, darf man annehmen, daß sie mit speziellen Voraussetzungen, wie reichliches, eisenhaltiges Ausgangsmaterial, besonderer mechanischen und physikalischen Vorgängen und besonderer Gestaltung des Bildungsraumes verknüpft ist.

Jedenfalls müssen reichliche Mengen eisenhaltigen Materiales einem intensiven und geeigneten Zersetzungsprozess unterliegen.

Reichliche Materialzufuhr erfolgt bei verstärkter Erosion infolge Neubelebung des Gefälles der Flüsse, was durch einsetzende Gleichgewichtsstörungen in der Sedimentation angezeigt wird.

Besonders eisenreich sind die tropischen lateritischen Verwitterungsprodukte. Aus den Roterden der warmen Klimagebiete erfolgt bereits auf dem Festlande Umsetzungen zu Bohnerz und zu eisenreichen Konkretionen. Verwitterungsfördernde klimatische Verhältnisse spielen jedenfalls eine Rolle, da erhöhte Temperatur und Feuchtigkeit die Zersetzungs Vorgänge beschleunigen und die Eisenanreicherung begünstigen.

Diese Bedingungen sind nun in dem Sedimentationsraum der Lothringer Furche in der Unterdoggerzeit in besonderm Maße erfüllt. Die Ablagerungsbecken der Lothringer Minette und der daran anschließenden kleinern oolithischen Erzlager umziehen die Ardennen und das französische Festland, welche beide in der Jurazeit einer weitgehenden Überflutung und Abtragung unterlagen. Die Transgression, welche das Gebiet des heutigen Pariser Beckens überzog, erfolgte von Südosten und rückte aus dem Gebiete des Burgundischen Troges in einer Bucht am Nordrande des Zentralplateaus vor. Hier haben wir die ersten oolithischen Eisenerze bereits im Hettangien, in größerer Verbreitung aber in den Bifrons chichten, während die Eisenoolithfazies in Lothringen im Aalenien beginnt. Die Intensität der Abtragung des vorliegenden Festlandes wird durch häufige Krustenbewegungen geregelt, wodurch bald größere Gefälldifferenzen und mithin verstärkte Tätigkeit des Wassers, bald Stagnation der Flüsse und damit auch der Abtragung erfolgt. Anzeichen dieser Bodenunruhe können wir in den Sedimentationsbedingungen aller erwähnten oolithischen Eisenerzlager feststellen. Es handelt sich hierbei nicht um ein einheitliches Auf- oder Absteigen des Gesamtgebietes, sondern um differentielle Bewegungen des Bodens, so daß die kräftiger einsetzende Erosion lokal früher oder später eintritt, und dementsprechend auch das Zustandekommen von Eisenerzlagern sich zeitlich und örtlich verschieben kann. So sind im Gebiete der Lothringer Furche unterer und mittlerer Lias Zeiten beständiger Senkung. Das Meer rückt allmählich nach Westen bis Hirson vor. Der Posidonienschiefer reicht nur bis Maubert-Fontaine, wobei es offen bleibt ob infolge Rückzug des Meeres oder späterer Abtragung. Mit dieser Zeit beginnt die Eisenoolithbildung im Rhônegebiet und in Burgund, sowie am Südrande der Ardennen bei Bazeille. Die Lothringer Minettebildung beginnt bei Longwy bereits in den obersten Fallaciosusschichten und schreitet allmählich nach Osten fort. Östlich des Mittelsprunges beginnt sie erst mit den Opalinusschichten mit welchen sie im Becken von Nancy bereits zum Abschluß kommt. Im Becken von Longwy schließt sie mit der Opalinuszone ab, während sie im Becken von Oettingen bis zum Abschluß der Murchisonae-schichten anhält. Die Minetteformation endigt mit einer allgemeinen Emersion, die durch eine neue Transgression abgelöst wird, welche bei Hirson Bajocien unmittelbar auf mittleren Lias bringt.

Ob man allgemein den Posidonienschiefer als das Muttergestein der Lothringer Minette ansprechen darf, scheint wenig begründet. Er führt zwar stellenweise reichlich Pyrit, aber die Eisenovoide der Margaritatus- und Spinatusschichten, sowie der Macigno sind wenigstens ebenso reich an Eisen. Wie weit der Posidonienschiefer in seinem Ausgehenden vom obern Toarcien eingedeckt war, welcher Betrag des obern Lias zur Abtragung kam, ist unbekannt. Wenn sowohl im Posidonienschiefer wie in der Minette Gagat auftritt, so liegt kein Grund vor, an aufgearbeitetes Material zu denken. Gagat tritt meist in den Glimmermergeln, seltener in den Erzlagern selbst

auf. In den Posidonienschiefern sind die Gagatlager kaum 1 cm mächtig, in den Glimmermergeln beobachtete ich große handhohe, tafelförmige, kaum kantengerundete Stücke. Gagat ist in den beiden Stufen in situ entstanden. Auch das Auftreten von dunkeln und hellen Quarzgeröllen im oberen Teile des roten kieseligen Lagers weist nicht auf Liasgestein hin, man müßte denn schon an gewisse geröllführende Einlagen im Luxemburger Sandstein denken. Aber die Verbreitung dieser Gerölle ist eine solch allgemeine, daß eine ausschließliche Herkunft von Norden kaum in Betracht kommt. Wir können nur von Zufuhr des Eisens aus dem Material des zerstörten Festlandes reden, das im Westen lag, und woran eventuell der Posidonienschiefer Anteil hatte. Weitere Einzelheiten zu geben ist nicht möglich.

Es genügt aber nicht durch stark belebte Abtragung große Schuttmassen als solche in Bewegung zu setzen und ins Meer zu bringen. Das könnte eher zu einer Verarmung der Eisenerzlager infolge zu reichlicher Beimischung detritogener Komponenten führen. Als die günstigsten Bedingungen müssen die angesehen werden, wo es zu einem möglichst weitgehenden Zerfall der Verwitterungsmassen und mithin zu einer reichlichen Zufuhr von Lösungen mit seltener Beimischung von klastischen, unlöslichen Elementen kam. Eine solche Verwitterung nähert sich weitgehend dem Zerfall der Roterden und des Laterites, welche beide an ein warmes und feuchtes Klima gebunden sind und die Eisenerzbildung sehr begünstigen.

Das ist also der allgemeine Rahmen, in welchem in dem Lothringer Sedimentationsraum die Bedingungen für reichliche Zufuhr von Eisen und die Bildung einer Eisenoolithfazies gegeben waren. Die Vorgänge des Ausfällens und die Bildung der Ooide sind dem Litoral- und Flachseegebiet eigentümlich. Sie gehen ununterbrochen mit dem allgemeinen Vorgang der Sedimentation vor sich. Damit es zu einer Anhäufung der Ooide bis zur Bildung abbauwürdiger Lager kommt, bedarf es einer natürlichen Aufbereitung und Anreicherung, die sich in dem bewegten Wasser der Meeresströmungen vollzieht. Richtung und Stärke der Strömungen werden durch das Relief des Bodens gelenkt. Für die Anreicherung der Ooide sind die Einmuldungen am geeignetesten, während Schwellen sogar einer Abtragung unter Wasser unterliegen können. Damit ist die Abhängigkeit der Ausbildung der Erzlager nach Mächtigkeit und Reichtum von dem durch die tektonischen Bewegungen bedingten Bodenrelief gegeben.

Es sind also beim Werdegang der einzelnen Erzlager der Entstehungsort der Ooide und der Einbettungs- und Anhäufungsort d. i. das definitive Eisenerzlager, auseinander zu halten. Die Vermittlung zwischen diesen beiden fällt der Strömung zu.

Die Rolle der Strömungen ist bei der marinen Sedimentation ein nicht zu unterschätzender Faktor. Die Strömung vermittelt Stoffzufuhr und Stoffabfuhr, ebenso wie der Wind aufschüttet und abträgt. Sie verursacht mechanische Sonderung und Anreicherung und beeinflusst die chemische Wirksamkeit des Meerwassers durch Einwirkung auf Temperatur und Gasgehalt. In den Minetteablagerungen erkennen wir ihre Tätigkeit in dem häufigen Auftreten von geneigter Schichtung, ripple-marks, Kreuzschichtung, Spuren von Abtragung und Zerkfurchung, zerriebener und zertrümmerter Organismenreste, zerbrochener Ooide und aufgearbeitetem Material.

Das Bestehen im petrographischen Aufbau der Minette von solchen Kombinationen, wie Verkittung von Brauneisenooiden durch ein anders geartetes Bindemittel, läßt sich nur erklären bei Annahme einer Bildung in zwei Phasen. Bestehen Ooide wie Bindemittel aus den gleichen Eisenerzverbindungen, so ist eine Bildung beider Komponenten an Ort und Stelle des heutigen Vorkommens noch möglich. Gehören aber die Eisenverbindungen beider Komponenten verschiedenen Oxydationsstufen an, dann müßte man schon Verhältnisse annehmen, wobei zwischen Bildung der Ooide und des Bindemittels die physikalischen Bedingungen der Durchlüftung, Temperatur u. a. einem Wechsel unterlagen. Gewöhnlich treten aber neben den heilen auch zerbrochene oder lädierte Ooide auf, die auf einen Transport derselben hinweisen. Bei der Bildung von Eisenerzlager mit calcitischem Bindemittel ist aber nur die eine Erklärung möglich, daß die Ooide an anderer Stelle entstanden sind und durch die Strömung in die heutige Lage herangefrachtet und dann hier verkittet wurden.

Die Erzlager sind also das Ergebnis einer chemischen Entwicklung und einer mechanischen Bearbeitung, wobei Aufbereitungs- und Anreicherungsvorgänge in großem Maßstabe vor sich gingen.

Innerhalb des Zeitraumes des Aalenien tritt ein Wechsel in den Bedingungen der Sedimentation ein, welche die Einteilung der Erzlager in zwei Gruppen, eine untere kieselige und eine obere, kalkige ermöglicht. Innerhalb dieses Wechsels setzt aber eine gewisse Rekurrenz ein, so daß in beiden Gruppen das Eisenerz zuerst als Chlorit,

untergeordnet als Siderit auftritt und dann nach oben in die höhere Oxydationsstufe des Brauneisens übergeht, wobei auch der Anteil an klastischem Quarz von unten nach oben zunimmt. In der kalkigen Lagergruppe ist diese Rekurrenz des Auftretens von Ferroverbindungen aber viel schwächer und nur in den tiefsten Lagern angedeutet. Chlorit und Siderit scheinen sich gleichzeitig aus den Eisenlösungen auszuscheiden. Die Oxydation derselben führt stets zu Brauneisen. Doch scheint in den jüngsten kalkigen Lagern die Entstehung von Brauneisen ohne den Umweg über die Chlorite vor sich gegangen zu sein.

Die Entwicklung scheint jedenfalls eine durch äußere Ursachen bedingte Oxydation von Ferro- zu Ferriverbindungen zu sein. Es muß sich dabei um derartig labile Gelgemenge handeln, daß bereits eine sehr geringe Änderung der physikalischen Bedingungen am Bildungsort genügt, damit die eine oder andere Oxydationsstufe eintritt. Anders ließe sich der rasche Wechsel von Ferro- und Ferriverbindungen im Zonenverband eines und desselben Ooides, das aus wechselnden Schalen von Chlorit und Brauneisen bestehen kann, kaum erklären.

Es hängt also mit den physikalischen Bedingungen des Sedimentationsraumes zusammen, daß in den tiefsten Lagern, wo die ortseigenen Ooide auftreten, diese wie auch das Bindemittel aus Chlorit und Siderit bestehen. Sobald aber die Ooide ortsfremd sind, bestehen sie gewöhnlich aus Brauneisen, das höchstens noch Relikte der Ferroverbindungen umschließt, während das Bindemittel zum Teil noch chloritisch-sideritisch ist. Die Oxydation vollzog sich also während des Entstehens, spätestens während der Verfrachtung der Ooide an ihren heutigen Einbettungsort. Zieht man in Betracht, daß die Oxydation umso vollkommener wird je mehr der Sedimentationsraum die Kennzeichen der Flachsee und des Litoralgebietes zeigt, so muß geschlußfolgert werden, daß die Brauneisenoide in dem mehr flachen, durchlüfteten und sauerstoffreichern, die Chloritooide in dem tiefern, sauerstoffärmeren Milieu entstanden sind.

Wir kennen, worauf bereits hingewiesen wurde, nur den heutigen Einbettungs- und Anhäufungsort des Erzes, seinen petrographisch-chemischen Aufbau, sowie die allgemeine Topographie und die Ablagerungsbedingungen des Sedimentationsraumes. Das Entstehungszentrum der Komponenten des Erzes ist uns nicht durch unmittelbare Beobachtung bekannt, ebenso wenig die Herkunft der Lösungen, aus welchen das Eisen ausgefällt wurde. Hier können wir nur Schlüsse ziehen, die umsomehr mit Unbekannten behaftet sind, je mehr wir uns von der unmittelbaren Beobachtung entfernen.

In erster Linie tritt die Abhängigkeit der Ausbildung und der Anhäufung der Erze von dem Relief des Untergrundes klar hervor. Dementsprechend haben wir die beiden großen Gruppen von Erzen, die nur durch chemische Vorgänge oder durch chemische und mechanische Prozesse gebildet wurden. Die ersteren setzen unter anderm ein tieferes und relativ ruhiges Meer voraus und zeigen in Form und Anordnung keine irgendwie ausgeprägte Abhängigkeit von dem heutigen Relief des Untergrundes, sondern ziehen in gleicher Ausbildung über die jetzt bestehenden Senken und Schwellen hinweg. Wegen der relativen Gleichartigkeit der Komponenten in chemischer Hinsicht darf angenommen werden, daß der Absatz eine Funktion von Temperatur, Druck und Salzgehalt des Wassers innerhalb einer bestimmten Zone des Meeres ist. Die Vorgänge einer mechanischen Aufarbeitung sind wenig ausgeprägt. Daher auch die unscharfe Abgrenzung der Zwischenmittel. Rein ausgeprägt treten diese Lager nur lokal auf, denn auch bei einem tiefern und ruhigen Meere gingen im Litoralgebiet mechanische Vorgänge der Aufbereitung und Anhäufung neben den chemischen einher. Deshalb beobachten wir wie beispielsweise in dem (grünen) Lager IV neben Lager rein chemischer Ausbildung solche mit beigemengtem klastischem Material einhergehen.

Desto reicher und vielgestaltiger ist die Ausgestaltung der zweiten Gruppe von Lagern, in welchen neben Komponenten rein chemischer Natur reichlich klastisches Material beigefügt ist, und in welchen durch das wechselnde Zusammen- und Gegenspiel zweier in ihrem Ursprung von einander unabhängigen Kräfte die große Vielgestaltigkeit hervorgeht, welche den Aufbau der Minetteformation kennzeichnet. Die Entstehung dieser Eisenerzlager setzt das Bestehen von Strömungen voraus, deren Verteilung und mechanische Wirksamkeit von dem tektonischen Relief des Bodens geregelt wird, wodurch die ausgesprochene Abhängigkeit dieser Lager in Form und Reichtum von dem Bodenrelief bedingt wird.

Bei diesen Erzlagern, zu denen der größte Teil der Lothringer Minette zu stellen ist, gehört neben dem heutigen Einbettungs- und Anhäufungsort ein gesondertes Entstehungszentrum der Ooide. Zwischen beiden vermittelte

die Strömung. Das Entstehungszentrum war einer beständigen Umarbeitung unterworfen, wobei die dort gebildeten Ooide weiter verfrachtet und angereichert wurden. Aber auch bereits verkittete Ooide wurden wieder aufgearbeitet und mit anderm klastischen Material in dem Einbettungszentrum angesammelt. Hier kam es zur Entstehung eines Bindemittels, welches das angehäuften Material verkittete. Da Bindemittel und Ooide in zwei getrennten Phasen und an zwei verschiedenen Orten entstanden sind, können sie nicht nur verschiedene Oxydationsstufen, sondern auch verschiedene chemische Zusammensetzung aufweisen. Die chemische Umbildung der Ooide zu einer höhern Oxydationsstufe vollzieht sich, wie bereits erwähnt, in der Phase der Entstehung. Einmal eingebettet, entziehen sich die Ooide wie überhaupt die mineralisierten Elemente der Minette, jeder oxydierenden Wirkung, wie die Kernstücke der Ooide und die aufgearbeiteten Bruchstücke zeigen.

CAYEUX (1922 p. 928) sieht hierin einen Beweis für das Eingreifen biochemischer Vorgänge bei der Entstehung der oolithischen Eisenerze. Doch geht die Auffassung heute dahin, daß es sich hierbei um einen rein chemischen Vorgang handle. Sowohl die Ausfällung des Eisens wie die Weiterentwicklung zu einer höhern Oxydationsstufe können durch Änderungen der physikalischen Bedingungen des Sedimentationsraumes hervorgerufen werden. Die Umwandlung geht jedenfalls leichter in der noch gelatinösen Masse vor sich, wenn das Ooid aufgebaut wird, als wenn es verhärtet ist. Ist dieser Zustand eingetreten, wird das Ooid gegen Oxydation weniger empfänglich. Der Verfrachtung kann aber nur festes Material unterliegen, das dann in seinem definitiven Einbettungsort in der Umwandlungsstufe verbleibt, die es an seinen Entstehungsort vor der Verfestigung erlangt hatte. Das Bindemittel, das in seiner zweiten Phase und unter etwas geänderten physikalischen Bedingungen gebildet wurde, kann auf einer niedrigeren Oxydationsstufe stehen als die Ooide, welche unter starker Besonnung und kräftiger Durchlüftung am Strande gebildet wurden. So konnte die Einbettung der unter günstigen Oxydationsbedingungen gebildeten Brauneisenoide in einem Milieu erfolgen, welches aus feinstem, eisenhaltigen Schlick bestand. Es kam dann zur Abscheidung eines chloritisch-sideritischen Bindemittels, wie dies bei dem weitverbreiteten Erztypus 3^o zutrifft. Es ist jedenfalls kein Zufall, daß wir diesen Typus im Verbinde mit kieselsäurereichem, tonigen Zwischenmittel antreffen, während in den höheren Lagern, wo das Zwischenmittel aus feinem oder größerem Muscheldetritus besteht, der Typus 4^o mit calcitischem Bindemittel auftritt. Im ersteren Falle ist das Bindemittel unter Bedingungen geringerer Durchlüftung gebildet worden. Sind in letzterem Falle dem im Litoralgebiet bei reichlicher Durchlüftung entstandenen calcitischem Bindemittel Eisenverbindungen beige-mischt, so sind es stets Ferriverbindungen.

Die Oxydationsvorgänge scheinen jedenfalls von dem Zutritt von Sauerstoff in einem gewissen Aggregatzustand begünstigt zu werden, nämlich wenn sich das Eisen in feinsten Verteilung niederschlägt. Das wäre im Moment der Ausflockung der Eisenlösung, wo bei der geringsten Änderung der physikalischen Bedingungen die Umsetzung im Gelgemenge zu einer höhern Oxydationsstufe erfolgt. Sind die Komponenten im festen Aggregatzustand, dann hört die Weiterentwicklung auf, so daß die chemische Umwandlung stets abgeschlossen ist, wenn die Komponenten in ihrem Anhäufungszentrum angelangt sind. Eine kausale Beziehung zwischen Stillstand der Entwicklung und Einbettung im definitiven Lager besteht nicht. Sie kann nicht bestehen, weil beispielsweise beim Typus 1^o und 2^o Entstehung, und Einbettungszentrum örtlich zusammenfallen. Ein getrenntes Anhäufungszentrum ist für die Ooide der Schauplatz rein mechanischer Vorgänge. Die chemische Tätigkeit vollzog sich für die Typen 3^o bis 5^o anderwärts.

Daß aber im Einbettungszentrum jede chemische Tätigkeit aufhöre, ist auch nur in großen Zügen gültig. In gewissen Fällen, zum Beispiel am Ausgehenden oder in der Nähe offener Spalten und Verwerfungen oder innerhalb des Bereiches der Änderungen des Grundwasserspiegels, kann die Oxydation ohne Unterschied der Lager von oben bis unten vollständig sein.

Zusammenfassung. Die Zusammenhänge zwischen dem petrographisch-chemischen Aufbau der Minette und der Gestaltung des Sedimentationsraumes treten klar hervor. Auch die Verteilung der Erze und die Anordnung der Lager stehen in Abhängigkeit von der Topographie des Untergrundes. Die vermittelnde Rolle zwischen Erz-bildung und Erzanhäufung spielt die Strömung, welche von der Topographie gelenkt wird. Bei tieferem Meere und schwacher Tätigkeit der Strömung kommt es zur Bildung der Erztypen 1^o und 2^o. Entstehungs- und Ablagerungszentrum fallen zusammen, klastisches Material ist selten und ein Einfluss der Topographie auf die Anord-

nung der Lager tritt kaum hervor. Bei starker Strömung entstehen Erzlager mit reichem klastischem Material, getrenntem Entstehungs- und Ablagerungszentrum und scharfer Trennung von Lager und Zwischenmittel. Letztere Erzlager sind die weitaus wichtigeren und so ist also die Tektonik für Anordnung und Ausbildung der Eisenerzformation maßgebend.

Alles deutet darauf hin, daß die Lösungszufuhr vom Lande erfolgte, doch liegt kein Beweis vor, daß eine Herkunft aus Thermalquellen theoretisch unmöglich sei. Vom chemischen Standpunkte aus ist die Theorie einer solchen Herkunft sogar verlockend. Aber es liegt auch kein Grund vor eine Zufuhr der Eisenlösungen durch fließendes Wasser der Oberfläche abzulehnen. Eine Ausfällung aus Flußwasser und Grundwasser kann ebenso erfolgen wie aus dem Thermalwasser. Der Unterschied könnte nur ein quantitativer sein, denn in beiden Fällen erfolgt die Ausfällung bei der Berührung mit dem Meerwasser oder durch die oxydierende Wirkung der dem Meerwasser beigemischten Luft. Alle Erkenntnisse über den Aufbau der Erzlager, über die fazielle Ausbildung der Sedimente, über die Zusammenhänge zwischen den geologischen Vorgängen im Ablagerungsraum und der Ausbildung der verschiedenen Erztypen weisen auf eine Herkunft des Eisens von einem vorgelagerten, der Abtragung unterworfenem Festlande hin.

Betrachten wir das Problem der Entstehung der Minette von dem umfassenderen Standpunkt der Entstehung der spezifischen Eisenoolithfazies des Unteren Doggers, so erhält die Ansicht über die Herkunft des Eisens von dem vorgelagerten Festlande eine weitere Stütze. Die Bildung der Eisenoolithie verlangt warmes Klima und erheblichen Sauerstoffgehalt durch Durchlüftung des Wassers, was letzteres durch eine lebhafte Strömung bewirkt wird. Topographisch ist die Eisenoolithfazies des Untern Doggers auf das Randgebiet des Meeres beschränkt, welches die alten, der Abtragung unterliegenden Festlandsmassen des Zentralplateaus, des gallo-ardenner Festlandes u. anderer Gebiete umzieht, welche alle Anzeichen verstärkter Bodenunruhe aufweisen. Je nach den Bewegungen kam es zu erhöhter detritogener Zufuhr oder die Zufuhr blieb bei dem restlosen Zerfall lateritischer Art auf Eisen- und Kieselsäuregele beschränkt, so daß regional stärkere oder schwächere Eisenerzbildung bereits von den Abtragungs- und Verwitterungsvorgängen bestimmt wurde.

Die Minetteformation als eine besonders kräftige Entwicklung der Eisenoolithfazies ist eine spezielle Erscheinung des Aalenien, gebunden an eine bestimmte tektonische und paläogeographische Gestaltung und an bestimmte klimatische Bedingungen. Innerhalb dieser zeit- und erdgeschichtlich gebundenen Bedingungen fügt sie sich in die allgemeinen Gesetze und Erscheinungen der terrigenen Sedimentation ein.

DIE BEDEUTUNG DER MINETTE FÜR DIE NATIONALE WIRTSCHAFT LUXEMBURGS.

Die Herstellung von Eisen bildet in Luxemburg ein uraltes einheimisches Gewerbe, das bis gegen die Mitte des 19. Jahrhunderts einzig auf dem sogenannten « Diluvialerze » (Bohnerz und Rasenerz) und auf der Holzkohle aufgebaut war. Zwischen 1850 und 1870 erfuhr diese Eisengewinnung eine vollständige Umstellung der Rohstoffbasis und des Standortes und entwickelte sich zu der heutigen Eisenindustrie, welche ausschließlich auf der Grundlage der Minette beruht und eine Schlüsselstellung in unserer nationalen Wirtschaft einnimmt.

Um so auffallender ist es, daß Spuren eines Abbaues der Minette aus der gallo-römischen Zeit bei Düdelingen, Rümelingen, Kayl, Differdingen und Rodingen angetroffen wurden. Man gewann ein kalkiges, mulmiges Erz im Stollenbau, wobei die Kalkwacken am Abbauort verblieben. Auch aus den Minettegebieten von Nancy, Briey und Longwy sind Spuren eines gleichen Abbaues aus derselben Zeit aufgefunden worden.

Diese ausgedehnte und reiche Erzbasis geriet aber bald wieder in Vergessenheit und erst im Verlaufe der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die Verwendbarkeit der Minette als Eisenerz wieder erkannt. Die Meinung, daß die Minette durch einen Zufall entdeckt worden sei und die Überlieferungen, die sich hieran knüpfen, halten einer kritischen Erwägung nicht Stand. Die Erkenntnis, daß die Minette ein eisenhaltiges Gestein sei, war wenigstens seit dem ersten Viertel des 19. Jahrhunderts den Chemikern wie BERTHIER und den Geologen wie STEININGER, etwas später auch LEVALLOIS und GUIBAL, bekannt. Für ihre Verwendung als Eisenerz lag in

dieser Zeit aber bei dem geringen Verbrauch und bei dem relativ reichlichen Vorkommen von Bohnerz und Rasenerz weder in Luxemburg noch in Lothringen ein fühlbares Bedürfnis nach weiteren Rohstoffquellen vor. Dies trat dann unvermeidlich ein, als sich bei der gegen die Mitte des 19. Jahrhunderts einsetzenden Zunahme des Eisenverbrauches die Notwendigkeit einer erweiterten Erzbasis einstellte. Sobald infolge der Schaffung leistungsfähiger und billiger Verkehrsmittel, besonders der Eisenbahnen, der Verbrauch und die Ausfuhrmöglichkeiten des hergestellten Eisens stark anstiegen und die erleichterte Zufuhr von Koks eine starke Produktionssteigerung ermöglichte, während die Einführung des Puddelprozesses es erlaubte auch aus phosphorhaltigem Erze durch Luftfrischen schmiedbares Eisen und Stahl herzustellen, mußte man notwendigerweise auf die Verwendung der phosphorhaltigen, oolithischen Eisenerze Lothringens und Luxemburgs hingedrängt werden.

Die ersten Versuche mit Minette in einem inländischen Hochofen wurden zwischen 1848 und 1850, das genaue Datum ist nicht bekannt, in dem der Familie MERZ gehörenden Eisenwerke von Eich ausgeführt, wie denn diese Familie in der ersten Entwicklung unserer modernen Eisenindustrie eine führende Rolle gespielt hat. In Eich wurde auch 1847 die erste Dampfmaschine aufgestellt und 1858 der erste Hochofen mit Koksfeuerung in Betrieb gestellt. Die Verwertung der Minette als Eisenerz ging zuerst nur langsam vorwärts. Mangel an Verkehrswegen und Transportmitteln, die erste Eisenbahn wurde erst 1859 fertiggestellt, erschwerten die Heranschaffung von Koks und die Ausfuhr des Eisens. Auch der Widerstreit der Interessen zwischen den Hütten und den Waldbesitzern, die Herstellung der Holzkohle bildete damals eine der besten Erwerbsquellen des walddreichen Landes, stellte sich hindernd in die Wege.

Die Fertigstellung der Haupteisenbahnlinien des Landes zwischen 1859 und 1862 eröffnete endlich den Weg für die Einfuhr von Koks und die Ausfuhr von Roheisen und Eisenerz. So waren 1857 von den 16 in Betrieb befindlichen Hochöfen nur 1 Stück mit Koksfeuerung, alle andern verbrauchten Holzkohle. 1862 sind 9 Hochöfen in Betrieb, davon 3 mit Koksfeuerung. 1865 ist von den 12 in Betrieb stehenden Öfen noch einer mit Holzkohlenfeuerung und 1869 sind es 13 Hochöfen, alle mit Koksfeuerung.

Im Jahre 1862 betrug der Verbrauch von Minette in der Luxemburger Eisenindustrie nur 22.000 Tonnen. 1864 wurden noch täglich 320 Tonnen Rasenerz abgebaut, während die Ausbeute an Minette etwa das Dreifache davon betrug. Im Jahre 1870 war die Ausbeute an Minette 911.695 Tonnen und im Jahre 1877 ging der letzte Hochofen, der noch Rasenerz verhüttete, zur Minette über.

Von 1870 ab verlagern sich die Hüttenwerke nach der Erzbasis im Südwesten des Landes während die alten Eisenwerke, in der Nähe der großen Wälder und an den Flüssen, meist ohne Rücksicht auf das Vorkommen des Rasenerzes angelegt worden waren.

Bei einer Produktion von 911.695 Tonnen Eisenerz im Jahre 1870 wurden nur 368.000 Tonnen im Lande selbst verhüttet, das andere ausgeführt.

Das erste Konzessionsgesuch auf Grundlage des Berggesetzes von 1810 wurde am 10.8.1854 eingereicht, aber erst 1874 wurden die ersten Konzessionen auf Grund eines neuen Berggesetzes vom 15. März 1870 hin verliehen.

Im Jahre 1874 wurde auch die Verhüttungsklausel eingeführt, welche 1896 verschärft wurde. Dieselbe sieht vor, daß das Eisenerz, welches in den unter dieser Klausel verliehenen Konzessionen ausgebeutet wird, im Lande verhüttet werden muß. Diese Maßnahme hat wesentlich zur Erweiterung und Vermehrung der Eisenwerke im Lande beigetragen.

Die Herstellung von schmiedbarem Eisen war in unserm Lande auch während der langen Epoche der alten Eisenindustrie auf der Basis von Rasenerz und Holzkohle unbedeutend. Sie hörte 1862 ganz auf.

Gegen 1870 war zwar ein Werk mit Puddelöfen in der Nähe des Bahnhofes Luxemburg errichtet worden, aber die Verarbeitung von aus Minette hergestelltem Roheisen zu schmiedbarem Eisen und Stahl war dort von geringer Bedeutung und wurde gegen 1887 ganz eingestellt. Die Hauptmasse des im Lande hergestellten Roh Eisens wurde ausgeführt und im Ausland weiter verarbeitet.

Das Bessemerverfahren, welches erlaubt aus dem Roheisen in flüßigem Zustand Flußeisen herzustellen, verbreitete sich gegen 1860 auch auf dem Kontinent und verdrängte nach und nach den Puddelprozess, da es eine fühlbare Verbilligung und Steigerung der Produktion erlaubt. Da für den sauern Bessemerprozess aber nur phos-

phorfreies Roheisen verwendbar ist, so eignet er sich nicht für das aus der Minette hergestellte phosphorhaltige Roheisen. Das Bessemerverfahren bedeutete also für Länder mit phosphorfreien Eisenerzen einen Gewinn, für die Entwicklung unserer Eisenindustrie aber eine ernstliche Gefährdung.

In diesem Momente der kritischsten Belastung unserer Eisenindustrie wurde die Erfindung von SIDNEY GILCHRIST THOMAS, welche die Entphosphorung des Eisens in dem basischen Prozess ermöglicht, zur Rettung der Luxemburger und Lothringer Eisenindustrie. Am 4. April 1879 wurde das neue Verfahren zum ersten Mal in industriellem Maßstabe mit Erfolg angewandt und bereits am 21. April 1879 erwarb der Direktor der Eicher Hütte, EMIL METZ, als erster auf dem Kontinent die Lizenz zur Anwendung des Thomasverfahren. Am 18. April 1886 wurde der erste Konverter nach dem Thomasverfahren in Düdelingen in Betrieb genommen und unsere Eisenindustrie begann jetzt den gewaltigen Aufschwung und entwickelte sich zur führenden Industrie des Landes. Es wurden neue Hochöfen errichtet und das es sich bald als wirtschaftlich vorteilhaft herausstellte, daß man den Hochöfen Stahlwerke anfügte, um das erzeugte Roheisen ohne weitere Wärmezufuhr an Ort und Stelle gleich zu Flußeisen zu verarbeiten, so erfuhren die meisten bestehenden Hochöfen zwischen 1900 und 1913 eine Erweiterung durch ein Stahl- und Walzwerk. 1912 wurde dazu das große neue Hütten- und Stahlwerk Werk Belval in Betrieb gesetzt. Ein Bild der Entfaltung der Luxemburger Eisenindustrie seit Einführung der Thomasverfahren geben nachstehende Ziffern :

Die Roheisenproduktion betrug im Jahre 1886 400.644 Tonnen, wovon 20.000 Tonnen in Stahl verarbeitet wurden. Im Jahre 1902 sind es 1.080.305 Tonnen, wovon 370.000 Tonnen in Stahl übergeführt wurden. Im Jahre 1913, ein Rekordjahr, erreichte die Roheisenerzeugung den Betrag von 2.457.861 Tonnen ; die Erzeugung von Stahl betrug 1.425.310 Toanen.

Der erste Weltkrieg setzte diesem Aufschwung ein Ende und 1919 war die Produktion noch $\frac{1}{4}$ von 1913. Allmählich erholte sich die Eisenindustrie und erreichte 1929 einen neuen Rekord mit 2.9 Millionen Tonnen Roheisen. Dazu war neben der Steigerung der Leistung eine Verlagerung der Struktur in den Hüttenwerken in der vertikalen Richtung durchgeführt worden, so daß in demselben Werke die ganze Erzeugung vom Roheisen bis zum fertigen Feinprodukt hinauf durchgeführt wurde. So wurden 1913 nur 64% des erzeugten Roheisens in unsern Hütten in Stahl verwandelt, während 1929 sämtliches Roheisen zu Stahl verarbeitet wurde. Im Jahre 1913 umfaßte die Produktion der Walzwerke 41% halbfertige und 59% Fertigprodukte. Im Jahre 1929 umfaßte die Produktion der Walzwerke 2.127.282 Tonnen, wovon 90% Fertigprodukte.

Die Weltkrise von 1933 brachte zwar eine fühlbare Produktionsabnahme und Luxemburg, das bis dahin den 7. Platz in der Reihe der Eisen erzeugenden Länder angenommen hatte, wurde infolge der einsetzenden Autarkiebestrebungen auf den elften Platz zurückgedrängt. Aber in seiner Gesamtheit erlebte das Land seit dem Aufblühen seiner Eisenindustrie die erstaunlichste Wohlstandsepoche seiner Geschichte. Durch ein eigenartiges, glückliches Zusammentreffen hat die Erfindung von THOMAS nicht nur den gewaltigen Aufschwung unserer Eisenindustrie ermöglicht, sondern das bei der Entphosphorung des Eisens gewonnene Nebenprodukt, die Thomasschlacke, brachte unsere Landwirtschaft auf eine nie gekannte Höhe und rettete besonders das Oesling vor Armut und Verödung. Keiner hat für den Wohlstand und das Aufblühen unsers Landes so viel bedeutet wie dieser Mann, dessen Erfindung für die Landwirtschaft vielleicht von größerer Tragweite wurde als für die Eisenindustrie. Von dem Werte seiner Erfindung für die Erneuerung und das Aufblühen der Landwirtschaft war keiner mehr als THOMAS selbst überzeugt, denn er schrieb 1883 : « Der Stahl wird das Nebenprodukt des Converters sein, und die phosphorhaltige Schlacke das Hauptprodukt darstellen. »

Das Thomasmehl kann nach der mineralogischen Zusammensetzung unserer Böden unter den Kunstdüngern als der grundlegende Normaldünger gelten, weil die Ackererde, namentlich im Oesling, aber auch im Gutlande, besonders im Gebiete des Luxemburger Sandsteines, arm an Phosphorsäure und an Kalk ist. Um der Landwirtschaft dieses wichtige Düngemittel in genügender Menge und zu einem billigen Preise zu sichern, wurde bei der staatlichen Vergebung der Minettekonzessionen von 1898 und 1913 eine Klausel eingefügt, welche die obligatorische Ablieferung von 17 Tonnen Thomasschlacke pro ha des zugeteilten Konzessionsgebietes während 50 Jahren zu einem Vorzugspreise von 55—60% des Weltmarktpreises an die einheimische Landwirtschaft vorsieht.

Welche aufsteigende Entwicklung unsere Landwirtschaft infolge der Thomasmehldüngung genommen hat, zeigen folgende statistische Ziffern :

1^o Zunahme der Anbauflächen wichtiger Kulturen:

Jahr	Weizen Ha.	Grünland (Wiesen und Fettweiden) Ha.	Kleearten und Feldfutter Ha.	Luzerne Ha.	Kartoffeln Ha.	Runkelrüben Ha.
1865	11.500	27.600	2.500	33	10.000	300
1913	10.700	28.600	15.200	4.000	15.000	5.900
1935	17.500	35.900	20.800	5.200	16.500	10.500

Hingegen hat die Anbaufläche anspruchsloserer Kulturen wie Roggen und Hafer abgenommen.

Wichtiger ist noch die auffällende Steigerung der Hektarerträge sämtlicher Kulturarten dank der grundlegenden Thomasmehldüngung.

2^o Steigerung der Hektarerträge der Kulturarten :

Durchschnittserträge pro Hektar im Doppelzentner :

Für die Periode	Weizen	Roggen	Mengkorn	Hafer	Runkel- rüben	Kartoffeln
1870—1875	10	11	11	9	120	70
1890—1895	14	13	12	13	200	90
1910—1915	16	17	16	16	320	110
1930—1935	21	20,5	20	18	450	120

Der Aufschwung des Ackerbaues kommt auch in der Zunahme des einheimischen Viehbestandes zum Ausdruck :

3^o Zunahme des einheimischen Viehbestandes:

Viehbestand:

Jahr	Rindvieh	Milchvieh	Schweine	Geflügel
1889	86.000	48.000	60.000	266.000
1913	102.000	53.000	137.000	418.000
1935	103.000	55.000	142.000	510.000

Statistik der Gewinnung von Minette in Luxemburg.

Das erste Gesuch um Erlangung einer Minettekonzession wurde 1854 eingereicht und bis 1869 lagen 64 Anträge auf Erteilung von Konzessionen vor. Alle Gesuche waren unter dem Regime des Berggesetzes von 1810 eingereicht worden.

Sie wurden indeß zurückgestellt bis zur Vollendung der Untersuchungen über Ausdehnung und Reichtum der Erzlager und der Abgrenzung zwischen dem konzessionspflichtigen Teil der Minetteformation und dem Anteil der dem Eigentümer der Oberfläche zukommt. Hier über bestimmt nun das Berggesetz vom 15. März 1870 :

Die oolithischen Eisenerze des Kantons Esch sind konzessionsfähig 1) in dem Becken rechts der Alzette, wenn die Höhe der Überdeckung über dem roten sandigen Lager 6 m übersteigt ; 2) in dem Becken links der Alzette, wenn die Überdeckung des obersten, durch Stollen abzubauenen Lagers die Höhe von 24 m übersteigt. Die Eisenerzlager des Kantons Esch, welche sich nicht in diesen Abraumverhältnissen befinden, gelten als tagebaufähig und zwar bis zum vollständigen Abbau derselben.

Ein Gesetz vom 12. Juli 1874 legte das Regime fest, welchem die konzessionspflichtigen und die Tagebaufähigen Erzlager unterworfen sind.

In dem gleichen Jahre wurden die ersten Konzessionen vergeben.

Nach Aufstellung der Staatlichen Minenverwaltung beträgt die Flächenausdehnung des konzessionspflichtigen oolithischen Eisenerzgebietes des Kantons Esch 2.114 ha, wovon 1 040 ha im Becken von Esch (rechts der Alzette) und 1 074 ha im Becken von Differdingen (links der Alzette). Die Oberfläche des im Tagebau abbaufähigen Gebietes beträgt 1 556 ha, wovon 990 ha auf das Becken von Esch und 566 ha auf das Becken von Differdingen entfallen. Die Gesamtoberfläche des Luxemburger Minettegebietes mißt demnach 3 670 ha.

Alle konzessionspflichtigen Gebiete sind heute vergeben bis auf ein Gebiet von 106 ha armer Erze auf dem Gintzenberg bei Düdelingen.

Die Gesamtproduktion an oolithischen Eisenerzen, sowohl im Tagebau als im Stollenbau seit 1868 ergibt sich aus der nachstehenden Tabelle :

Eisenerzgesamtförderung Luxemburgs.

Jahr 1868 — 722.039 Tonnen	Jahr 1891 — 3.102.050 Tonnen
» 1869 — 924.382 »	» 1892 — 3.370.352 »
» 1870 — 911.695 »	» 1893 — 3.351.938 »
» 1871 — 990.499 »	» 1894 — 3.958.280 »
» 1872 — 1.174.334 »	» 1895 — 3.913.076 »
» 1873 — 1.331.743 »	» 1896 — 4.758.741 »
» 1874 — 1.442.668 »	» 1897 — 5.439.009 »
» 1875 — 1.090.845 »	» 1898 — 5.348.951 »
» 1876 — 1.196.729 »	» 1899 — 5.995.412 »
» 1877 — 1.262.825 »	» 1900 — 6.171.229 »
» 1878 — 1.407.617 »	» 1901 — 4.455.179 »
» 1879 — 1.613.392 »	» 1902 — 5.130.069 »
» 1880 — 2.173.463 »	» 1903 — 6.010.011 »
» 1881 — 2.161.881 »	» 1904 — 6.347.781 »
» 1882 — 2.539.295 »	» 1905 — 6.595.860 »
» 1883 — 2.551.090 »	» 1906 — 7.229.385 »
» 1884 — 2.447.634 »	» 1907 — 7.492.869 »
» 1885 — 2.648.449 »	» 1908 — 5.800.868 »
» 1886 — 2.361.372 »	» 1909 — 5.793.874 »
» 1887 — 2.649.710 »	» 1910 — 6.264.000 »
» 1888 — 3.261.925 »	» 1911 — 6.060.000 »
» 1889 — 3.102.753 »	» 1912 — 6.523.000 »
» 1890 — 3.359.413 »	» 1913 — 7.333.000 »

Jahr 1914 — 5.007.000 Tonnen	Jahr 1929 — 7.571.000 Tonnen
» 1915 — 6.139.000 »	» 1930 — 6.649.000 »
» 1916 — 6.752.000 »	» 1931 — 4.764.000 »
» 1917 — 4.277.000 »	» 1932 — 3.212.000 »
» 1918 — 3.131.000 »	» 1933 — 3.362.000 »
» 1919 — 3.112.000 »	» 1934 — 3.833.000 »
» 1920 — 3.704.000 »	» 1935 — 4.133.000 »
» 1921 — 3.031.000 »	» 1936 — 4.895.000 »
» 1922 — 4.488.000 »	» 1937 — 7.766.000 »
» 1923 — 4.097.000 »	» 1938 — 5.140.000 »
» 1924 — 5.333.000 »	» 1939 — 5.787.000 »
» 1925 — 6.672.000 »	» 1940 — 4.887.042 »
» 1926 — 7.756.000 »	» 1941 — 6.829.584 »
» 1927 — 7.266.000 »	» 1942 — 5.110.050 »
» 1928 — 7.026.000 »	» 1943 — 5.253.025 »

Benutzte Literatur zu diesem Kapitel:

- DONDELINGER, V. M. : Les concessions minières dans le Grand-Duché de Luxembourg 1912.
 KIPGEN, A. : The Luxembourg Iron Industry, Journ. of the Iron and Steel Institute N^o II, for 1934, London 1935.
 WAGNER, J. : La Sidérurgie luxembourgeoise avant la découverte du gisement des Minettes. — Diekirch 1921.
 ZANEN, J. P. : Le rôle des scories Thomas dans l'évolution de l'agriculture luxembourgeoise. — Revue technique luxembourgeoise. — Mai-juin 1936.

DAS BAJOCIEN (do^m).

Aus paläontologischen Gründen legen wir die Grenze zwischen Aalenien und Bajocien über die Concavusschichten. Auch petrographisch ist diese Grenze gut ausgeprägt. Über den Eisenoolith führenden braungrauen und violettbraunen, sandigen Mergeln der Concavusschichten, die mit einer durchgehenden Lage von Mergelkalkkonkretionen abschließen, folgen dunkle Glimmermergel, mit denen wir das Bajocien beginnen.

I. — SOWERBYISCHICHTEN.

Das Bajocien umfaßt in seinem untern Teil eine Schichtenreihe, die petrographisch und faunistisch gut gegliedert ist und die wir als Sowerbyischichten bezeichnen, denn Formen der Sowerbyigruppe gehen bis an die Basis der Glimmermergel herunter und reichen bis unter den dickbankigen Kalk hinauf, welcher als « Hohebrückner Kalk » bezeichnet wird und der sich von den liegenden, dünnplattigen Kalken leicht abtrennen läßt.

Innerhalb der Sowerbyischichten läßt sich naturgemäß eine Dreiteilung durchführen. Unten liegen die feinsandigen, dunkeln Glimmermergel, die oben mit einer 0,15 bis 0,20 m mächtigen, geschlossenen Lage von Geröllen und Geschieben, die in einem hellgrauen, grobkörnigen, sandigen Kalkmergel liegen, abschließen und die wir als das Sonninienkonglomerat bezeichnen. Über dem Konglomerat folgt eine Wechsellagerung von festen Kalkbänken mit mehr lockeren Mergelschichten. Die Kalke verdrängen allmählich die Mergellagen und den Abschluß bilden dünnplattige, kompakte, braun verwitternde Kalke mit weißen Muschelschalen. Die Mergel mit Kalklagen bezeichnen wir als Sonninienkalkbänke, die abschließenden geschlossenen, schieferigen Kalke als Oettinger Kalkstein. Wir haben also eine, auch durch Fossilführung unterscheidbare Dreiteilung in Glimmermergel, Sonninienkalkbänke und Oettinger Kalkstein.

II. — SCHICHTEN MIT SPHAEROCERAS POLYSCHIDES ODER HOHEBRÜCKNER KALK.

Wo die letzten Mergel­einlagerungen aufhören, werden die Kalke dickbankig und eben­flächig und sind mit großen Trochiten erfüllt: Sie sind frisch blaugrau, verwittern zu einem braunen, mulmigen Sand und bilden eine mächtige Gesteinsfolge, welche als Hohebrückner Kalk bezeichnet wird. Dieser vertritt die Schichten mit *Sphaeroceras polyschides* und *Sphaeroceras Sauzei*. Der Hohebrückner Kalk schließt nach oben mit einer charakteristischen Emersionsfläche ab, auf welcher bis faustgroße Gerölle und bis tellergroße Geschiebe von festem, graublauem Kalkstein liegen.

III. — DER KORALLENKALK UND SEINE VERTRETUNG.

Über der Emersionsfläche des Hohebrückner Kalkes folgt lokal ein mergeliger, brauner Kalkstein, der Vertreter der Schichten von La Hutie (VAN WERVEKE). Meist beginnt aber unmittelbar über der Emersionsfläche ein heller, fossildetritogener Weißkalk, der Other Kalk, der tiefer als die Schichten mit *Cadomites Humphriesi* zu stellen ist. Der Other Kalk ist meist in korallenfreier Fazies ausgebildet, doch kann er lokal durch diese vertreten sein. In Deutsch-Oth ist nach oben eine scharfe Begrenzung durch die Other Mergel gegeben. Darüber folgen die Nonkeiler Kalke und die eigentlichen Korallenkalke, welche die Humphriesi- und Blagdenischichten vertreten. Bei uns läßt sich das in Deutsch-Oth aufgestellte Profil in seinen Einzelheiten nicht durchführen. Doch sind bei uns sowohl der Other Kalk wie auch die Korallenkalke vertreten, die nach den aufgefundenen Ammoniten, die Humphriesi- wie zum Teil auch die Blagdenischichten umfassen.

Die das Bajocien abschließenden «Mergel von Longwy» mit *Ostrea acuminata* sind in unserm Gebiete nicht erhalten geblieben, kommen aber westlich der Luxemburger Grenze zwischen Longwy und Villerupt vor.

Das Bajocien bildet in Luxemburg das Deckgebirge über der Minetteformation und kann hier auf Grund des Vorhergehenden wie in nachstehender Tabelle angegeben, gegliedert werden.

Gliederung des Bajocien in dem Luxemburger Gebiet.

Mergel von Longwy mit *Ostrea acuminata*

dom ⁴	Blagdeni-Schichten	Detritogene Weißkalke mit Einschaltung von Korallen	III Korallenkalk und seine Vertreter
	Humphriesi-Schichten		
	Other Kalk		
	Vertreter der Schichten von la Hutie		
dom ³	Emersionsfläche mit Geschieben		II Schichten mit <i>Sphaeroceras polyschides</i>
	Hohebrückner Kalk		
dom ²	Oettinger Kalk	Sonninien- Schichten	I Sowerbyischichten
	Sonninienkalkbänke		
dom ¹	Mergelbänke mit <i>Cancellophycus</i>		
	Sonninienkonglomerat		
	Glimmermergel		

BESCHREIBUNG DER SCHICHTENFOLGE DES BAJOCIEN IM LUXEMBURGER GEBIET.

I. Sowerbyischichten. (dom¹⁻²)

1. Die Glimmermergel (dom¹).

Die Glimmermergel (marnes grises micacées TERQUEM) oder «Mergel über dem Erz» bestehen aus blauschwarzem, hellgrau verwitterndem, feinglimmerigem Gestein. Sie führen an der Basis meist reichlich Phosphoritknöllchen. Pyrit kommt durch das ganze Gestein vor. Die Bezeichnung «Mergel» ist insofern nicht angebracht als es sich um einen äußerst feinsandigen Ton bis tonigen Sand handelt, denn die Analysen geben bis 70% SiO₂, und nur 8—9% CaO. Die Quarzkörner wie auch die Glimmerschüppchen sind außerordentlich fein und wenn das Gestein mit Wasser gesättigt ist, bewegt es sich wie Fliesssand. Nach dem Auftauen im Frühling oder nach starkem Regen fließt das Gestein in die Tagebaue und behindert den Abbau. Die «Glimmermergel» bilden den Wasserstauer der höhern mächtigen Kalke und bilden eine undurchlässige Decke über den Stollen gegen diesen höhern Wasserhorizont. Bei schlechten Aufschlüssen sind sie topographisch gut festzulegen. Sie bilden den flachen, weichen Rand am Fuße des steil aufsteigenden Kalkplateaus. Über den Mergeln treten zahlreiche kleinere und größere Quellen aus. Durch Nachbrüche in dem Grubenbetrieb entstehen in den Mergeln trichterartige Senken, die stets mit Wasser gefüllt sind.

Die Mächtigkeit beträgt im Teilgebiet von Esch 8—10 m, im Teilgebiet von Differdingen 7—8 m.

Die Fossilien sind nicht häufig und meistens nur in Bruchstücken erhalten. Die leitende Form *Hyperlioceras discites* ist auf Luxemburger Gebiet bisher noch nicht aufgefunden worden, doch konnte *Sonninia Sowerbyi* festgestellt werden. Manche der in der ältern Literatur aufgeführten Formen gehören in die Concavuszone, in welcher beispielsweise *Inoceramus polyplocus* häufig vorkommt, während dieselbe in den Glimmermergeln selten ist.

Versteinerungen der Glimmermergel.

Bituminöses Holz; Gagat.

Cancellophycus scoparius THIOLL.

Montlivaultia Delabechei M. EDW. u. H.

Rhynchonella tenuispina WAAG.

Ostrea cf. *eduliformis* SCHLTH.

Ostrea (Gryphaea) sublobata DESH.

Ostrea sp.

Modiola plicata SOW.

Inoceramus polyplocus F. ROEM.

Anatina undulata MORRIS.

Cucullaea inaequalis GLDF.

Trigonia costata AG.

Pleuromya elongata PARK.

Pholadomya Murchisonae GLDF.

Turbo sp.

Belemnites spinatus QU.

Belemnites gingensis OPP.

Belemnites breviformis VOLTZ

Sonninia Sowerbyi MILL.

2) DIE SONNINIENSCHICHTEN. (dom²).

a) Das Sonninienkonglomerat.

Während früher die Grenze der Glimmermergel nach oben etwas unsicher war, konnte durch den Nachweis des Sonninienkonglomerates ein bestimmter Horizont festgelegt werden, welcher die Mergel im Hangenden begrenzt. Es ist dies über der geschlossenen Folge der Glimmermergel eine 0.20 bis 0.40 m starke, festere Bank von dunkelm, sandigem Mergelkalk mit bis faustgroßen Geröllen und bis tellergroßen Geschieben aus festem, mergeligem Kalkstein. Seltener sind gerollte Fossilien. Die Gerölle und Geschiebe bilden eine geschlos-

sene Lage. Sie sind oft von Bohrmuscheln angebohrt, und mit einer glänzenden Eisenhaut überzogen. Die flachen Geschiebe sind manchmal mit großen Austern, Serpeln oder Bruchstücken von Bryozoen bedeckt. In einem Stück fand sich eine kleine Sonninie. Manche Gerölle führen vereinzelte Eisenoolithe.

BLEICHER erwähnte als Erster (1883) bei Nancy ein Konglomerat über den Glimmermergeln (marnes durcies à galets). H. JOLY (1908) gibt dasselbe in einem Profil von Herserange an und nennt es ein « conglomerat ferrugineux » (p. 208). KLÜPFEL wies dann auf die allgemeinere Verbreitung desselben in Lothringen hin (1918 p. 297). Bei den Feldaufnahmen für die geologische Spezialkarte des Luxemburger Minettegebietes (1940—1943) konnte dasselbe hier überall nachgewiesen werden. Es ist am mächtigsten im nördlichen und westlichen Teile des Beckens von Differdingen entwickelt, wo lokal zwei Geröll- und Geschiebelagen auftreten, die durch eine 0.10—0.20 m starke mergelige Zwischenschicht getrennt sind. Es läßt sich bei genügenden Aufschlüssen auch im Becken von Esch-Rümelingen überall nachweisen, wenn es hier auch etwas schwächer entwickelt ist. Eine Emersionsfläche unter den Geröllen und Geschieben konnte noch nicht sicher nachgewiesen werden. Dazu sind die Aufschlüsse meistens zu wenig günstig.

Darüber folgt eine Bank von mergeligem, dunkelgrauem Kalk, welche das Hauptlager von *Cancellophycus scoparius* bildet.

b) Die Sonninienkalkbänke.

Über dem Konglomerat folgt eine Wechsellagerung von festern Mergelkalkbänken und mehr lockern Mergelschichten. Die tiefsten Bänke, welche mehr sandig, etwas geschiefert und von dunkelgrauer Farbe sind, führen reichlich *Cancellophycus scoparius*. Höher werden die grauen Mergelzwischenlager allmählich dünner, die Kalkbänke kompakter und verdrängen schließlich die Mergel. Diese Wechselfolge von Mergeln mit Kalken bezeichnen wir als Sonninienkalkbänke. Darüber folgt die Stufe des « Oettinger Kalksteines ».

c) Der Oettinger Kalkstein.

Eine scharfe Grenze zwischen der Stufe des Oettinger Kalksteines und den Sonninienkalken läßt sich nicht ziehen. Wo das kalkige Gestein fester, gleichmäßig feinkörniger wird, sandig oder kalkig, aber nicht mehr mergelig ist, beginnen wir den Oettinger Kalkstein. Derselbe ist plattig, klingt unter dem Hammerschlag und zerfällt zu eckigen Stücken mit gelbbrauner Verwitterungsfarbe, auf welchem dunkleren Grunde sich die hellen Muschelfragmente herausheben. Gelegentlich können noch vereinzelte, dünne Mergellagen eingeschaltet sein.

Häufigkeit und Mächtigkeit dieser plattigen Kalkbänke sind mancherlei Wechsel unterworfen. Im Becken von Differdingen sind dieselben häufiger und geschlossener als im Becken von Esch. Trochiten stellen sich in den höhern Bänken ein, die dort auch häufig Oolithkörner führen. Das Sonninienkonglomerat bildet nach unten hin einen guten Leithorizont, während die Abtrennung gegen die nächst höhere Stufe, den Hohebrückner Kalk, weniger scharf ist.

Mächtigkeit der Sowerbyischichten: Am Aufstieg des Kirchberg bei Rümelingen 29.80 m, davon kommen auf die geschlossenen Kalkbänke (Oettinger Kalkstein) 4 m, auf die Sonninienkalkbänke 14 m, auf die Glimmermergel 11,80 m.

Auf Eweschtbour bei Kayl 25 m. Davon kommen auf die Glimmermergel 10 m, auf die Sonninien-schichten 15 m.

An der Ostseite des Holleschberg bei Tettingen 26 m, wovon 9.50 m Glimmermergel und 16.50 m Sonninien-schichten.

Am Thillenberg bei Differdingen 19.10 m, davon 8 m Glimmermergel und 11.10 m Sonninien-schichten.

Versteinerungen der Sonninienschichten.

<p>Pflanzen :</p> <p style="padding-left: 20px;">Gagat.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Cancellophycus scoparius</i> THIOL.</p> <p>Anthozoen :</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Montlivaultia sessilis</i> GLDF.</p> <p>Bryozoen.</p> <p>Crinoiden :</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Pentacrinus</i> sp.</p> <p>Echiniden :</p> <p style="padding-left: 20px;">Cidarid-Stacheln.</p> <p>Würmer :</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Serpula socialis</i> GLDF.</p> <p>Brachiopoden :</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Rhynchonella oligocantha</i> BRANCO.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Rhynchonella</i> cf. <i>spinosa</i> SCHLTH.</p>	<p>Lamellibranchier :</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Gryphaea sublobata</i> DESH.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Lima Schimper</i> BR.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Lima semicircularis</i> GLDF.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Ctenostreon pectiniforme</i> SCHLTH.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Ctenostreon proboscidea</i> SOW.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Pecten pumilis</i> LMCK.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Pecten discites</i> SCHLTH.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Pecten lens</i> SOW.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Perna crassitesta</i> GLDF.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Pholadomya reticulata</i> AG.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Pholadomya fidicula</i> SOW.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Pholadomya Murchisonae</i> GLDF.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Pholadomya elongata</i> SOW.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Trigonia similis</i> BRANCO.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Trigonia costata</i> (PARK.) SOW.</p> <p>Belemniten :</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Belemnites gigantus</i> SCHLTH.</p> <p style="padding-left: 20px;"><i>Belemnites gingensis</i> OPP.</p> <p style="padding-left: 20px;">Sonninien (Bruchstücke).</p>
---	--

II. Schichten mit *Sphaeroceras polyschides*. (dom^a). (Hohebrückner Kalk).

Wo die Mergelzwischenlagen aufhören und der plattige Kalkstein durch dickbankige, ebenflächige Kalke mit großen Trochiten abgelöst wird, beginnt der «Hohebrückner Kalk» (VAN WERVEKE) als Vertreter der Schichten mit *Sphaeroceras polyschides* und *Sphaeroceras Sauzei*. Da die Ausbildungsweise dieser Gesteinsfolge im Luxemburger Gebiete und im nördlichen Lothringen sich ziemlich gleich bleibt, bildet sie einen leicht erkennbaren und orientierenden Horizont. Es ist ein etwas sandiger, gleichartiger, feinkörniger Kalkstein, frisch hart und von blaugrauer Farbe, verwittert braun, und sandig zerfallend. Die angewitterten Flächen zeigen vielfach diskordante Schichtung und gewellte Schichtenflächen. In der Nähe der Oberfläche zerfällt das Gestein in dünne Platten, welche in mulmigem Verwitterungsmaterial liegen. Ganze Partien des Gesteines verwittern leicht zu einem braunen Kalksande, wie beispielsweise auf dem Scheitel des Katzenberg bei Esch und südlich Vesquehof bei Differdingen. Das verwitterte und ausgelaugte Gestein ist oft von Kalksinter überkrustet und von Kalksintermehl bedeckt.

Der Hohebrückner Kalk schließt nach oben mit einer Emersionsfläche ab. Auf der welligen, abgewaschenen Fläche liegt eine dünne Lage von graugrünem, blätterigem Ton und darin sind ei- bis faustgroße Gerölle und tellergröße Geschiebe von festem, blaugrauem Kalkstein eingelagert. Die Emersionsfläche ist beispielsweise in einem Steinbruch am Katzenberg, besonders schön in einem großen Steinbruch im obern Ellergrund, an der Landesgrenze, aufgeschlossen (1943).

Wasserführung. Der Hohebrückner Kalk, einschließlich der darüber folgenden Kalke, bildet einen wichtigen Wasserhorizont, der aber für das Luxemburger Gebiet nur von lokaler Bedeutung ist, weil die Formation hier eine geringe Ausdehnung und ein allgemeines Einfallen nach SW hat. Doch treten infolge tektonischer Verbiegungen verschiedene größere Quellen auf, namentlich in dem westlichen Teile der Mulde von Differdingen im Rohrbachtale (Cronière), wo dieselben von starken Kalktuffabsätzen begleitet sind. Weitere Quellen aus diesem Horizonte trifft man über Differdingen und über Niederkorn, sowie in «Hesing» bei Rümelingen. Die Quellen der Alzette entspringen, teils diesem Horizonte, teils sind es Spaltenquellen, die auf dem Othter Sprung aufsteigen.

Die Glimmermergel schützen im allgemeinen den Stollenabbau vor diesem höhern Wasserhorizont, doch kann durch starken Nachbruch bis zum Zerreißen der Mergel starker Wasserandrang in den Gruben eintreten.

Technische Verwendung. Der Hohebrückner Kalkstein findet beschränkte Verwendung als Baustein. Da derselbe 10 bis 40% Kieselsäure führt, ist er zum Kalkbrennen wenig geeignet.

Mächtigkeit. In Rümelingen beträgt die Mächtigkeit 25—28 m, im Becken von Differdingen beträgt dieselbe in zwei Schächten in der Konzession Grand-Bois, 29 resp. 21.70 m.

Versteinerungen des Hohebrückner Kalkes.

Lamellibranchier :

Ostrea cf. irregularis MÜNST.

Isocardia minima SOW.

Gervilleia aviculoides SOW.

Pecten pumilis LMCK.

Pecten disciformis (SCHÜBL.) ZIET.

Pecten demissus PHILL.

Cucullaea elongata SOW.

Trigonia signata AG.

Cephalopoden :

Cadomites Bayleanum OPP.

Sphaeroceras polyschides WAAG.

Sphaeroceras Sauzei P'ORB.

III. Der Korallenkalk und seine Vertretung. (do^{m4})

Über der Emersionsfläche des Hohebrückner Kalkes beginnt meistens ein heller, fossildetritogener Kalk, der nach dem Vorkommen bei Deutsch-Oth als Other-Kalk bezeichnet wird. Mancherorts schiebt sich zwischen der Emersionsfläche und dem hellen Other Kalk ein mergeliger, brauner Kalkstein ein, der als Vertreter des Kalkes von la Hutie (van Werveke) mit der bezeichnenden Gasteropode *Bourguetia Saemanni* aufgefaßt wird.

Der Other Kalk ist ein dickbankiger, massiger Weißkalk, meistens ohne Einschaltung von Korallen. Er besteht fast ausschließlich aus Bruchstücken von kleinen Muschel- und Gastropodenschalen, sowie von Echinodermen. Es ist also ein Fossildetritus. In Deutsch-Oth liegt 2—3 m unter der Oberkante die Other Muschelbank mit ausgelagten Schalen von großen, flachen Ostreen, großen Gastropoden, *Trigonia costata*, *Trigonia signata*, *Pseudomonotis echinata*. Der Kalk schließt mit einer besonders festen Dachbank ab mit deutlichen Merkmalen einer Emersionsfläche, glatt gewaschen, von Muscheln angebohrt und mit flachen Austernschalen bewachsen. Bei Deutsch-Oth ist der Kalk in korallenfreier Fazies ausgebildet, doch kann er auch teilweise durch diese vertreten werden. Die Mächtigkeit ist dort 30 m. Darauf folgen in dem Profil südlich des Dorfes Deutsch-Oth die Other Mergel (VAN WERVEKE). Es sind grausandige Mergel, an deren Basis sich große, flache, angebohrte Geschiebe finden, die mit Serpeln und Austern bewachsen sind. In diese Mergel schieben sich bald Mergelkalksteine ein, die unten dünnplattig sind und nach oben dickbankig werden. Diese Kalke werden als Nonkeiler Kalke (VAN WERVEKE) bezeichnet.

Über die stratigraphische Stellung dieser Schichtenfolge ist folgendes zu bemerken :

Der Other Kalk selbst hat keine Ammoniten geliefert. Da aber in den Other Mergel noch Ammoniten aus der Gruppe der *Sphaeroceras* auftreten, sind dieselben jedenfalls tiefer als die Humphrieschichten zu stellen. (KLÜPFEL 1918 p. 308.) Demnach nimmt auch der Other Kalk eine stratigraphisch tiefere Lage als die Humphriesstufe ein.

Der Nonkeiler Kalk hat außer *Pseudomonotis echinata*, deren weiße Schalen die gelblichen Schichtflächen bedecken, keine Fossilien geliefert, so daß die stratigraphische Stellung unsicher ist. Entweder bildet er den Abschluß der Other Mergel mit *Sphaeroceras*formen oder gehört an die Basis der Humphrieschichten.

Über dem Nonkeiler Kalk folgen in Deutsch-Oth die eigentlichen Korallenkalke, welche von KLÜPFEL (1918) als mittlere und obere Korallenkalke bezeichnet werden und welche die Humphries- und Blagdenischichten vertreten.

Bei den rasch wechselnden Faziesverhältnissen des obern Teiles des Bajocien über dem Hohebrückner Kalk ändern die Profile meist rasch. Eine normale Entwicklung ohne Lücken ist kaum aufzustellen. Deshalb finden wir das bei Deutsch-Oth aufgestellte Profil bereits in unserm anstoßenden Gebiete in seinen Einzelheiten nicht wieder.

So sind die mergeligen Kalke von la Hutie, die über der Emersionsfläche des Hohebrückner Kalkes auftreten, nur in der Umgebung des Katzenberg bei Esch nachzuweisen. In dem großen Steinbruch im obern Ellergrund bei Esch folgt der Other Kalk unmittelbar über der Emersionsfläche, welche den Hohebrückner Kalk abschließt. Die Fazies des Other Kalk hat auf Luxemburger Gebiet regionale Verbreitung. Man trifft denselben in gleichbleibender Ausbildung sowohl im Teilgebiete von Esch wie von Differdingen. Doch können sich lokal auch Korallenstöcke einschleichen. Eine größere Korallenmasse beobachtet man beispielsweise auf der Héd bei Rümelingen. Sie setzt über der Emersionsfläche des Hohebrückner Kalkes an und wird seitlich von Other Kalk begrenzt.

Eine ausgesprochene korallogene Fazies über dem Other Kalk besteht bei uns nicht. Über diesem folgen im Teilgebiete von Differdingen klotzige und knollige Kalke, die aus Fossildetritus mit untergeordneten Einschaltungen von Korallen bestehen. Diese Lagen über dem dick gebankten Other Kalk gehören nach ihren Fossilien zum Horizont des mittleren und obern Korallenkalkes. Obwohl die Ammoniten in den hellen Kalken selten sind, hat sich doch in unserm Landesmuseum einiges Material angehäuft. Es liegen vor: *Cadomites (Stephanoceras) Freycineti* und *Cadomites bayleanus* von Differdingen, sowie *Cadomites Braikenridgi* von Esch, welche drei Formen in Lothringen stets dicht über dem Hohebrückner Kalk auftreten. Dazu kommen *Cadomites Humphriesi* in 17 Exemplaren von Esch und in 15 Exemplaren von Differdingen. Sie sind bezeichnend für die Schichten über dem Other Kalke und entsprechen den Humphriesischichten. Von Differdingen liegt ein Exemplar von *Cadomites Blagdeni* vor. Die Weißkalke wären in unserm Gebiete also durch den Horizont des Other Kalkes, die Humphriesi- und Blagdenischichten vertreten. Leider sind bei diesen Ammoniten die Fundorte zu wenig präzisiert um ein genaueres Profil aufzustellen.

Der Other Kalk gibt ein vorzügliches Baumaterial, das seit der Römerzeit in Lothringen und im südwestlichen Luxemburg weite Verwertung findet. Leider dunkelt das helle Gestein leicht nach und wird unansehnlich. Das Gestein wird auch vielfach zum Brennen von Kalk benutzt. Es ist ein reiner Kalkstein mit 2—3% Kieselsäure und nur Spuren von Magnesiumkarbonat. P. SCHILTZ (1925 p. 45) erhielt aus 18 verschiedenen, über das ganze Plateau westlich Differdingen zerstreuten Proben folgende extreme Gehalte: Unlöslich in HCl: 1.10 bis 3.50%; Al_2O_3 : 0.40—1.00%; Fe 0.75—1.60%; CaO: 55—52%; MgO: 0.30—0.60%.

Weitere für vorliegende Studie im Chemischen Laboratorium der Hütte « Rote Erde » in Esch 1944 ausgeführte Analysen sind in der nachstehenden Tabelle zusammengestellt.

Chemische Zusammensetzung des Korallenkalkes und seiner Vertreter.

Nummern der Proben	Chemische Zusammensetzung der Trockensubstanz									
	Unlös. Rückstand	Gesamt. SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P	Fe	Mn	Glüh- verlust	CO ₂
Probe 1	3.58	2.21	0.38	54.04	0.30	0.02	0.74	0.03	41.86	40.69
Probe 2	1.72	1.28	0.78	53.84	0.29	0.04	0.96	0.04	42.26	40.69
Probe 3	1.58	1.24	0.56	54.00	0.30	0.02	0.96	0.02	42.62	40.69
Probe 4	1.87	1.52	0.28	54.28	0.26	0.02	0.93	0.04	42.08	41.00
Probe 5	3.52	3.09	0.73	52.48	0.45	0.03	1.22	0.02	41.28	40.02
Probe 6	3.86	3.38	0.50	52.22	0.59	0.03	1.06	0.02	42.08	39.70
Probe 7	3.55	2.92	0.55	53.10	0.59	0.04	0.96	0.02	41.36	40.36
Probe 8	3.02	1.76	0.39	53.65	0.38	0.02	0.83	0.02	42.50	41.35
Probe 9	2.33	1.95	0.37	53.72	0.42	0.02	0.99	0.01	42.16	41.68
Probe 10	1.99	1.61	0.19	53.85	0.41	0.03	0.67	0.02	42.94	42.00
Probe 11	2.57	2.17	0.12	53.46	0.30	0.02	1.09	0.02	42.16	41.35
Probe 12	3.60	3.02	0.24	53.29	0.49	0.03	0.74	0.02	41.72	41.35

Herkunft der Proben:

- Probe 1 bis 3 : Großer Steinbruch rechts vom Wege Niederkorn-Lasauvage, im Ort genannt « Graskopp » mit 11 m hoher Kalksteinwand.
- Probe 1 : Oberer Teil des Kalksteines, 5 m mächtig, bestehend aus klotzigem, undeutlich geschichteten Weißkalk aus Muscheln und Korallen.
- Probe 2 : Unterer Teil des Kalksteines, 6 m mächtig; gut gebankter, ziemlich harter Kalkstein aus feinem Muscheldetritus (Haustein).
- Probe 3 : Kleiner Nebensteinbruch, am Abstieg zum obern « Fond de Gras ». Probe aus dem obern aus klotzigem Kalk bestehend aus Muscheln und Korallen.
- Probe 4 : Kleiner Steinbruch an der Nordostseite des Thillenberg bei Differdingen. Unterer Teil des Weißkalkes; dickbankiger, ziemlich harter, heller Kalkstein aus Muscheln (Haustein.)
- Probe 5 u. 6 : Aus einem Steinbruch beim Vesquehof westlich Differdingen.
- Probe 5 : Unterer Teil des hellen Kalkes; dickbankiger, heller Kalk aus Muscheldetritus.
- Probe 6 : Oberer Teil des Kalkes; klotziger, undeutlich geschichteter Kalk aus Muscheldetritus und Korallen.
- Probe 7 bis 12 : Proben von den hellen Kalken auf der « Hédt » bei Rümelingen.
- Probe 7 : Kleiner Steinbruch am Nordrande des Plateaus der « Hédt ». Fester Korallenkalk in einem 1.50—2 m tiefen, Steinbruch am Rande des « gebrannten Busch ».
- Probe 8 : Steinbruch Heyardt auf der « Hédt ». Östliches Ende des Bruches; Übergang vom Korallenkalk zum Kalk aus Muscheldetritus.
- Probe 9 : Gleicher Steinbruch wie bei Probe 8; westliches Ende des Bruches; dickbankiger Kalk aus Muscheln.
- Probe 10 bis 12 : Steinbruch Berens auf der « Hédt », steht ganz im dickbankigen Kalk aus Muscheldetritus.
- Probe 10 : Oberer Teil der Kalkwand; hellweißer, gut gebankter, etwas weicher Kalk aus feinem Muscheldetritus.
- Probe 11 : Unterer Teil der Kalkwand; gelblicher, gutgebankter, fester Kalkstein.
- Probe 12 : Unterer Teil der Kalkwand; sehr harter, gelblicher Werkstein.

Versteinerungen des Korallenkalkes und seiner Vertreter, die im Luxemburger Gebiete gefunden wurden:

Anthozoen:

- Montlivaultia* cf. *sessilis* MNSTR.
Montlivaultia trochoides M. EDW. u. H.
Montlivaultia cf. *helianthoides* MILSCH.
Isastrea limitata (LMX.) M. EDW. u. H.
Isastrea Bernardana D'ORB.
Thamnastraea Dumonti CH. u. DEW.
Thecosmilia annularis HAIM.

Pedina gigas AG.

Hyboclypeus ovalis WRIGHT.

Würmer:

- Serpula socialis* GLDF.
Serpula filaria GLDF.
Serpula gordialis GLDF.
Serpula convoluta GLDF.

Echiniden:

- Echinus bigranularis* LMCK.
Stomechinus lineatus GLDF.
Cidaris cucumifera AG.
Acrocidaris sp.
Pseudodiadema pentagonum M'COY.
Pseudodiadema subangulare GLDF.
Clypeus patella LMCK.

Brachiopoden:

- Terebratula bullata* SOW.
Terebratula sub-bucculenta CH. u. DEW.
Rhynchonella Langleti CH. u. DEW.
Rhynchonella Davidsoni CH. u. DEW.
Rhynchonella Niobe CH. u. DEW.
Rhynchonella obsoleta SOW.
Rhynchonella Pallas CH. u. DEW.

Lamellibranchier :

Ostrea flabelloides LMCK.
Lima semicircularis GLDF.
Ctenostreon proboscidea SOW.
Lima duplicata SOW.
Cardinia crassiuscula SOW.
Pecten lens SOW.
Pecten viminus SOW.
Pecten subfibrosus D'ORB.
Velopecten costulatus ZIET.
Avicula Münsteri BRONN.
Macrochus hirsonensis D'ARCH. sp.
Trigonia imbricata SOW.
Trigonia signata AG.
Trigonia costata PARK.
Trigonia var. *costata* (PARK.) SOW.
Ceromya striata-punctata MÜNST. sp.
Homomya gibbosa SOW.
Pholadomya Murchisonae SOW.
Pholadomya elongata SOW.

Gasteropoden :

Chemnitzia lineata SOW.
Nerinea dilatata MÜNST.
Turbo capitanus MÜNST.
Pleurotomaria granulata SOW.
Pleurotomaria Aonis D'ORB.
Pleurotomaria clathrata MÜNST.
Pleurotomaria Palaemon D'ORB.
Pleurotomaria sp.
Pleurotomaria elongata SOW.
Phasianella striata SOW.
Bourguetia Saemanni OPP.

Belemniten :

Belemnites canaliculatus Qu.

Ammoniten :

Cadomites (Stephanoceras) Freycineti BAYLE
Cadomites Bayleanus OPP.
Cadomites Braikenridgii SOW.
Cadomites humphriesianus SOW.
Cadomites Blagdeni SOW.

DIE ENTWICKLUNG DER STRATIGRAPHISCHEN GLIEDERUNG DES BAJOCIEIN IN LUXEMBURG UND IM NÖRDLICHEN LOTHRINGEN.

Das Bajocien bildet das Deckgebirge der Minetteformation und hebt sich durch seine Farbe und seine Skulpturformen scharf von dem Aalenien ab. Orographisch bildet es ein typisches Kalkplateau, das im Osten durch einen in meridionaler Richtung verlaufenden, ununterbrochenen Steilrand begrenzt wird, der am Gintzenberg bei Düdelingen endigt. Gegen Westen taucht das Kalkplateau allmählich unter jüngere jurassische Bildungen unter. Der Nordrand ist durch tiefe Erosionstäler stärker gegliedert.

In lithologischer Hinsicht können wir in der Schichtenausbildung zwei Gruppen auseinander halten. Unten haben wir eine über ausgedehnte Flächen gleichbleibende Entwicklung, bestehend aus Mergeln mit Kalkbänken, die allmählich in eine geschlossene Folge von gutgebankten, grauen, rostbraun verwitternden Kalken von regionaler Verbreitung übergeht. Oben erfahren die meist hellen Kalke schnelle Faziesveränderungen, namentlich die Korallenkalke und ihre Vertreter, so daß ein wenig übersichtliches Faziesgewirr mit wechselnder Mächtigkeit und Gesteinausbildung entsteht.

Da kennzeichnende Fossilien, namentlich Ammoniten, nicht grade häufig sind und in der Korallenfazies überhaupt fehlen, sind die stratigraphischen Grenzen vielfach nach lithologischen Merkmalen festgelegt. So wurden schon seit langem namentlich die untern mehr dunkeln Schichten und die obern hellen, wenig geschichteten Kalke auseinandergehalten. Weil aber der Korallenkalk mit dem eingeschalteten hellen Fossildetrituskalke nicht überall gleichzeitig begonnen hat, fällt der petrographische und paläontologische Wechsel nicht überall in einen und denselben Horizont, was natürlich der Grenzziehung nach diesen Merkmalen eine gewisse Unsicherheit gibt. Die stratigraphische Gliederung unterlag deshalb manchem Wechsel und läßt sich auch heute noch nicht in ihren Einzelheiten auf ein gemeinsames, paläontologisch begründetes Zonenprofil projizieren.

O. TERQUEM (1847) unterscheidet über den Glimmermergeln von unten nach oben den calcaire ferrugineux, calcaire à polypiers und calcaire compacte. Nach der beigegebenen Fossilliste entspricht der calcaire ferrugineux dem Sonnienkalk und dem Hohebrückner Kalk. Calcaire subcompacte und calcaire à polypiers sind nur zwei verschiedene Kalkfazies der obern Abteilung des mittleren Doggers und entsprechen unserer

Abteilung des Korallenkalkes und seiner Vertreter. Über diesen Kalken folgt die « Fuller-earth », entsprechend den Mergeln von Longwy mit *Ostrea acuminata*.

Die Gliederung TERQUEM's ist auch von CHAPUIS und DEWALQUE (1851) übernommen worden.

Die Gesamtheit der Schichtenfolge des Bajocien werden von MAJERUS (1854) als calcaire blanc de Rumelange,¹⁾ von WIES (1877) als « Polypenkalk » zusammengefaßt.

L. VAN WERVEKE (1887) gliedert in den « Erläuterungen » die Schichtenfolge über dem Eisenerz folgendermaßen :

1) Die Glimmermergel werden noch zum untern Dogger gestellt.

2) Im obern Teile der Glimmermergel schieben sich einzelne mergelige Kalkbänke ein, welche die Mergel nach und nach verdrängen und in braune, plattige Kalke übergehen, die im nördlichen Lothringen bis 50 m mächtig werden. Die untern Mergelkalkbänke führen häufig *Cancellophycus scoparius*. Die Schichten sind palaeontologisch durch das Auftreten vereinzelter Sonninen, darunter auch *Sonninia Sowerbyi* charakterisiert und werden deshalb als « Schichten des *Am. Sowerbyi* » bezeichnet.

Sie entsprechen den Sowerbyischichten sowie den Schichten des *Sphaeroceras polyschides* unserer Einteilung.

3) Die braunen, plattigen Kalke werden von hellen Kalken überlagert, die sich schon durch den Farbkontrast leicht unterscheiden. Sie werden als « Schichten des *Am. Humphriesianus* » bezeichnet.

Die Humphriesianusschichten setzen sich aus verschiedenen Gesteinen zusammen, die sich gegenseitig in verschiedenem Niveau vertreten oder miteinander wechsellagern. Es werden unterschieden :

a) ungeschichtete oder dickbankige weiße gelbliche Korallenkalke.

b) Other Kalk, ein hellweißer, vorzugsweise aus Bruchstücken von Trochiten bestehender Kalkstein und

c) Nonkeiler Kalk, ein ockergelber, poröser Kalk, der massenhaft die weißen Schalen von *Avicula Münsteri* führt.

Über dieser Kalkfolge liegen die Mergel von Longwy mit *Ostrea acuminata*. In den « Erläuterungen zur geol. Übersichtskarte des westlichen Deutschlands » gibt G. STEINMANN (1886) folgende Gliederung des mittleren Doggers :

Der Mittlere Dogger wird in eine untere Abteilung mit braunen Sowerbyikalken und in eine obere Abteilung mit hellen Korallenkalken zerlegt. Doch wird hervorgehoben, daß die Grenzen nach petrographischen und palaeontologischen Merkmalen nicht überall zusammenfallen, da die Bildung der Korallen nicht überall gleichartig einsetzt.

Der untere Teil der braunen Kalke wird zu den Sowerbyischichten, der obere Teil zu den Schichten mit *Sphaeroceras polychides* u. *Sphaeroceras Sauzei* gestellt.

Die Abteilung der hellen Kalke umfaßt im untern Teile den untern Korallenkalk, der zum Teil noch durch braune Kalke vertreten sein kann.

Der mittlere und obere Teil dieser Abteilung wird durch Korallenkalke oder deren Vertreter, die detritogenen Kalke, gebildet. Paläontologisch entspricht diese Abteilung den Humphriesianus- und Blagdenischichten.

Die braunen Kalke werden in der französischen Literatur über Lothringen vielfach als calcaire à entroques bezeichnet. In diesem Sinne spricht man von einem fin calcaire à encrines-Oettinger Kalk und von einem calcaire à grosses entroques = Hohebrückner Kalk.

L. VAN WERVEKE (1901) stellte eine neue Gliederung auf in welchen er neben den paläontologischen auch örtliche Merkmale berücksichtigt. Nachstehend seine Einteilung :

Mittlerer Dogger = Bajocien = Oolithe inférieure.

2. Obere Abteilung.

Stufe der Korallenkalke und ihre Vertreter

Oben : Schichten mit *Stephanoceras Blagdeni*

Unten : Schichten mit *Stephanoceras Humphriesianum*.

¹⁾ MAJERUS, F. : Note sur le terrain jurassique du Grand-Duché de Luxembourg. — Bull. soc. sc. naturelles de Lux., t. 2, o. 37—86. Luxembourg 1854.

1. Untere Abteilung.

c) Hohebrückner Kalk = Schichten mit *Sphaeroceras polyschides* und *Sphaeroceras Sauzei*

b) Kalk von Oettingen

a) Mergel und Kalke von Charences.

Oben: mergelige Kalkbänke mit *Cannellophycus scoparius*, dazwischen dünne Mergelbänke

Unten: die eigentlichen Glimmermergel mit *Sonninia Sowerbyi*, *Gryphaea sublobata*, *Belemnites gingensis*.

H. JOLY, (1908 p. 216) gibt für das Becken von Longwy und das nordwestliche Lothringen folgendes allgemeine Profil des Bajocien.

Zones	Caractère petrographique
Zone à <i>Cad. Blagdeni</i> et <i>C. Humphriesianus</i>	Recifs de polypiers
Zone à <i>Witchellia Romani</i>	Calcaire à entroques
Zone à <i>Sphaeroceras Sauzei</i>	Calcaire blanc et gris à grosses entroques
Zone à <i>Sonninia Sowerbyi</i> et à <i>Witchellia laeviuscula</i>	Niveau marneux à <i>Sonninia Sowerbyi</i>
	Calcaire à entroques
	Calcaire sableux
	Calcaire marneux à <i>Cannellophycus</i>
Marnes micacées.	

W. KLÜPFEL gibt für das nördliche Lothringen eine Gliederung, welche das bisher Mitgeteilte in mancher Hinsicht ergänzt und vervollständigt. (1918 p. 296ff.) Er unterscheidet

1° Sowerbyischichten.

Diese begreifen unten die Glimmermergel, oben die Sonninienschichten. Die Sonninienschichten umfassen mehrere zum Teil nur lokal entwickelte Horizonte, von denen im Luxemburger Gebiete ausgeschieden werden können: Das Sonninienkonglomerat, die Sonninienkalkbänke, die Oettinger Kalke.

2° Schichten mit *Sphaeroceras polyschides* und *Sphaeroceras Sauzei*.

Diese sind durch den weitverbreiteten und gleichmäßig ausgebildeten Hohebrückner Kalk vertreten, welcher mit einer Emersionsfläche abschließt, auf welcher in einer dünnen Mergellage Gerölle und Geschiebe von Kalkstein liegen.

3° Der Korallenkalk und seine Vertreter.

Diese Abteilung bildet ein 30—60 m mächtiges, schwer zu übersehendes Faziesgewirr mit vielfach ändernder Gesteinsbeschaffenheit, so daß kein für ein größeres Gebiet gültiges, einheitliches Profil aufgestellt werden kann. Für das nördliche Lothringen und teilweise für das Luxemburger Gebiet kann folgende Gliederung angenommen werden:

a) Unterer Korallenkalk und seine Vertretung.

Über der Emersionsfläche folgt ein brauner, mergeliger Kalk mit *Bourguetia Saemanni*. Diese Schichten entsprechen dem Kalke von La Hutie von VAN WERVEKE. In Deutsch-Oth führt dieser braune Kalk auch etwa 2 m Korallenstöcke.

Über den Schichten von La Hutie folgt der Other Kalk. Andernorts fehlen die Schichten von La Hutie und der Other Kalk beginnt unmittelbar über der Emersionsfläche des Hohebrückner Kalksteines. Der Other Kalk schließt mit einer festen Dachbank ab, welche deutliche Merkmale einer Emersionsfläche aufweist und von Geschieben bedeckt wird.

Darüber folgen die Other Mergel (VAN WERVEKE), die nach oben in dickbankige, sandig-tonige Kalke übergehen. Sie führen noch *Sphaeroceras*-Ammoniten und liegen jedenfalls tiefer als die Humphriesianusschichten.

Über den Other Mergeln folgen die dünnplattigen, gelben Nonkeiler Kalke, die nur weiße Schalen von *Pseudomonotis echinata* führen. Ihre palaeontologische Stellung ist nicht sicher. Sie sind aber höchstens an die Basis der Humphriesianusschichten zu stellen.

b) Der mittlere Korallenkalk und seine Vertreter entsprechen den Humphriesianusschichten. Bei Deutsch-Oth ist diese Abteilung vielleicht durch den Nonkeiler Kalk sowie durch 8 m Korallenkalk vertreten.

c) Über diesem Hauptkorallenkalk von Deutsch-Oth folgen nach dem Profile von VAN WERVEKE (1901) die Kalke und Mergel von Fentsch, welche in ihrem untern Teile häufig *Stephanoceras Blagdeni* führen und die Vertreter des obern Korallenkalkes oder der Blagdeni-Schichten darstellen. Anderwärts sind die Blagdenischichten als Korallenkalk mit Fossil detritus Kalk entwickelt.

Darüber folgen dann die weitverbreiteten Mergel von Longwy mit *Ostrea acuminata*.

S. GILLET (1937) versucht eine Zoneneinteilung des Lothringer Jura auf Grund der Ammonitenfauna.¹⁾

Das Bajocien wird in dem von E. HAUG angegebenen Umfang abgegrenzt und umfaßt:

- 4^o Zone mit *Garantia Garanti*
- 3^o Zone mit *Witchellia Romani*
- 2^o Zone mit *Emileia Sauzei*
- 1^o Zone mit *Witchellia laeviuscula*.

Die Schichten der braunen Kalke umfassen die Zone 1^o sowie den untern Teil der Zone 2^o. Die Ammoniten sind in diesen Schichten nicht selten, während dieselben in den hellen Kalken und in den Korallenkalken fast vollständig fehlen.

- 1^o Zone mit *Witchellia laeviuscula*.

Dieser Zone gehören im nördlichen Lothringen und im Luxemburger Gebiete die Sonninienschichten im Sinne von KLÜPFEL an. Sie umfassen also die Sonninienkalkbänke und die Oettinger Kalke.

- 2^o Zone mit *Emileia Sauzei*.

Sie umfaßt den Hohebrückner Kalk, also die Schichten mit *Sphaeroceras polyschides* und *Sphaeroceras Sauzei*, weiter den untern und mittleren Korallenkalk und deren Vertretung im Sinne von KLÜPFEL, wobei der mittlere Korallenkalk vorzugsweise dem Horizont des *Stephanoceras Humphresianum* entspricht. Die Zone begreift also in Lothringen die Schichten mit *Sphaeroceras polyschides* und *Sauzei* sowie die Humphriesianusschichten.

- 3^o Zone mit *Witchellia Romani*.

Diese Zone wird in Lothringen durch das Auftreten von *Stephanoceras Blagdeni* und *Stephanoceras subcoronata* gekennzeichnet. Sie umfaßt den obern Korallenkalk und seine Vertreter sowie die Mergel von Fentsch und entspricht den Blagdenischichten.

- 4^o Die Zone mit *Garantia Garanti*.

Diese Zone beginnt im nördlichen Lothringen und im Becken von Longwy mit den Schichten mit *Ostrea acuminata*, die im Luxemburger Gebiete nicht mehr vertreten sind.

¹⁾ GILLET, S.: Les ammonites du Bajocien d'Alsace et de Lorraine. — Mém. du Serv. de la Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, N^o 5, 1937.

Auch in der Jurazeit verläuft die Gestaltung des Luxemburger Sedimentationsraumes im Rahmen der Entwicklung der Lothringer und Eifeler Quersenke.

Doch wird, viel deutlicher als in der Trias, die Entwicklung des geologischen Bildes unsers Gebietes durch die eigentümlichen und wechselnden Beziehungen beider Senken zu den angrenzenden Bauelementen bestimmt. Zu Beginn der Jurazeit setzt die im Rhät begonnene Belebung alt angelegter Bewegungszonen, die zur weitern Zerstücklung des paläozoischen Unterbaues führt, kräftig fort, was in Westeuropa besonders durch das Untertauchen des gallo-ardenner Festlandes in Erscheinung tritt. Während in der Trias die rheinische Richtung vorherrscht, gewinnt im Jura die variscische Bewegungsrichtung die Oberhand und die Liastransgression, welche die Jurazeit einleitet, verläuft deutlich variscisch. Das Liasmeer paßt sich im wesentlichen dem schon im Rhät vorgebildeten Raum an und die kräftigsten Bodenbewegungen, die zur Umorientierung des Ablagerungsraumes führten, liegen in dem Rhät, wie das nicht selten aufgearbeitete Material so wie tektonisch bedingte Störungen zeigen.

Die Eifelsenke vermittelt, wenigstens im Lias, eine direkte Verbindung mit dem nordwestdeutschen Meere. Doch fällt in der Jurazeit die Hauptrolle der Lothringer Furche zu. Diese liegt als Grenzgebiet auf der Schaukel zwischen zwei Sedimentationsgroßräumen, dem südwestdeutschen und dem anglogallischen, zwischen denen sie die Stellung eines recht beweglichen Sonderelementes einnimmt, das besonders im Jura, in wechselndem Auf und Ab, bald mit dem östlichen, bald mit dem westlichen Faunenkreis in leichtere oder erschwerte Verbindung tritt. Dieses wechselnde Spiel von Meeresverbindungen, bald zum Osten, bald zum Westen oder Norden hin, steht in ursächlichem Zusammenhang mit umfassenderen Vorgängen der Entwicklungsgeschichte des mitteleuropäischen Jura überhaupt.

Von Osten her macht sich der Einfluß der Vorgänge in der Germanischen Quersenke geltend. Diese in annähernd meridionaler Richtung durch ganz Deutschland sich erstreckende Senke trennt zwei Gruppen von Bauelementen. Östlich derselben liegt die tektonisch wenig bewegte Scholle von Osteuropa. Im Westen zieht eine Landmasse hin, die im Lias in mehrere Teilschollen zerfällt. Diese Teilschollen bilden Schwellen, die im Gegensatz zu der starren Ostscholle, einen großzügigen Rhythmus von Auf- und Abbewegungen und folglich von bald regressiven, bald transgressiven Meeresbewegungen zeigen. Zur Triaszeit und im Lias sind die Verbindungen der Lothringer Furche mit der Germanischen Quersenke, zumal mit dem Südwestdeutschen Gebiete, ungehindert. Nur die Nähe des gallo-ardenner Kontinentes macht sich in der litoralen Ausbildung mancher Schichten geltend. So ist es beispielsweise auffallend, wie genau sich die schwäbischen Horizonte des Lias bis nach Lothringen und Luxemburg verfolgen lassen. Selbst wenn der petrographische Charakter wegen der Küstennähe ein anderer ist, wie beispielsweise in der Entwicklung im Lias α , (Luxemburger Sandstein) sind doch die Schichten palaeontologisch gleichwertig. Gegen Abschluß des Lias beginnt jedoch die Unsicherheit bei der Gegenüberstellung der Lothringer und schwäbischen Ablagerungen. Zu dieser Zeit führt die Heraushebung einer Teilscholle im Osten des Rheinischen Schiefergebirges zu einer Trennung des norddeutschen und süddeutschen Teilbeckens, so daß der norddeutsche oberste Lias und der untere Dogger nähere faunistische Beziehungen zu England und zu Lothringen als zu Schwaben aufweisen. Zu gleicher Zeit wird durch Heraushebung der Schwarzwald—Vogesen Schwelle die Verbindung zwischen Lothringen und Südwestdeutschland schwierig, während sich von Lothringen her enge faunistische Beziehungen nach Westen anbahnen. Die Vogesen und das anschließende Pfälzer Bergland bilden indeß kein Sediment lieferndes Festland, sondern eine Untiefe, die nach Norden an das rheinische Festland anschließt und die Wanderung der Faunen nach Lothringen behindert.

Während diese Teilscholle aufsteigt, kommt es westlich der Lothringer Furche zu einer Einsenkung, die zur Bildung des Pariser Beckens führt, von welchem die Lothringer Furche bald ein Flankengebiet wird.

Das Pariser Becken ist in seinen Grundzügen ein typisches Einsenkungsfeld, eingerahmt von den Aufwölbungszonen der Ardennen, des Zentralplateaus und Nordarmorikas, während die Abgrenzung gegen Osten nur durch die Litoralfazies der Triasbildungen angedeutet wird. In der obern Trias setzt die Bildung dieses

Einsenkungsfeldes von den Rändern her ein. Die tiefere Trias ist nur am Ostrand vorhanden und fehlt sonst im Untergrunde des Pariser Beckens, wo Lias verschiedenen Alters transgressiv auf Paläozoikum auflagert. Im Rhät macht sich zuerst am Nordrande des Zentralplateaus ein keilförmiges Vordringen des Meeres nach Westen bemerkbar, während am Südrande der Ardennen der Rhät ebenfalls transgressiv nach Westen vorstößt. Zu gleicher Zeit dringt von England her Rhät in der schmalen Nord-Süd gerichteten Senke des Cotentin gegen die Normandie vor, womit die Abtrennung der Armorikanischen Masse vom Pariser Becken angedeutet ist.

Die in der obern Trias einsetzende Abwärtsbewegung des alten hercynischen Unterbaues des Pariser Beckens geht im Lias weiter und gegen die Zeit des Obern Lias ist das alte nordfranzösische Festland ganz überflutet und zum Pariser Becken geworden. Damit ist im Obern Lias die direkte Verbindung zwischen dem Lothringer und dem englischen Jurameer hergestellt.

Diesem allgemeinen Bilde lassen sich nun alle Einzelzüge in der Ausbildung des Lothringer-Luxemburger Sedimentationsraumes im Lias und im Dogger einordnen. Die dargelegten Vorgänge erklären die engen Wechselbeziehungen zwischen der Lothringer Furche und Schwaben im Lias, aber auch die Schwierigkeiten, welche sich der vergleichenden Gegenüberstellung des Lothringer Doggers mit dem schwäbischen entgegenstellen.

1. LIAS.

Das Lothringer-Luxemburger Liasbecken steht im Süden in der Pylonotenzzeit nur durch die alsatische Straße mit dem schwäbischen Meere in Verbindung. Südlich dieser Senke besteht noch die Schwarzwaldbarre, die aber bereits in der Angulatenzeit verschwindet, so daß im weitem Lias eine ungehinderte Verbindung zwischen dem schwäbischen und Lothringer Raum besteht. Im Norden ist Lias in der Bucht von Commern südlich Düren in einem kleinen Rest bekannt geworden. Es handelt sich um Tone und Mergel mit Pyrit und verkiestem *Am. angulatus*, die unter mächtigem Diluvium vorkommen. Dann folgt eine örtliche Unterbrechung der Liasablagerungen bis in die Bitburger Gegend, wo auf dem Plateau zwischen Prüm und Nims, 2½ km südlich des heutigen Devonrandes, zwischen Verwerfungen, Inseln von Pylonotenschichten erhalten geblieben sind. Sie bestehen aus 3—4 m feingeschichteten dunkeln Kalken, darüber folgen 3 m dunkle Tone. Höhere Schichten des Lias sind in der Eifelsenke nicht bekannt. Nichts weist aber in der Ausbildung des Lias α in der Umgegend von Bitburg auf eine Verlandung hin.

Besonders deutlich ist die Transgression des Lias am Südrande der Ardennen. Die Pylonotenschichten greifen bei Jamoigne über den Rhät und transgredieren unmittelbar über unteres Unterdevon. Sie erstrecken sich nach Westen bis Muno, wo sie dem Kambrium auflagern. Weiter westlich transgredieren die Angulaten-schichten auf das alte Gebirge. Die Bucklandi- und Brevisschichten erstrecken sich bis etwas südlich Rocroi, während die Schichten des Lias β und der Mittlere Lias γ sich bis Hirson verfolgen lassen, wo Schichten mit *Am. Davoei* dem Cambrium diskordant auflagern. Diese verschiedenen Abteilungen transgredieren also parallel der alten variscischen oder SW—NE Faltenrichtung nach Westen. Während aber im Unteren und Mittleren Lias die Ardennenküste ständig nach Westen einkippte, begann im Obern Lias eine Hebung im entgegengesetzten Sinne, denn die Posidonienschichten erstrecken sich im Westen kaum weiter als der Untere Lias, bis südlich Rocroi. Diese Heraushebung hat einen regionalen Charakter, denn auch im Calvados und im Rhônegebiet bestehen Anzeichen einer Regression in den Bifrons-schichten. Auch in Norddeutschland sind Bodenbewegungen in derselben Zeit festgestellt worden, die bis in die Opalinuszeit anhalten. Auch unser Gebiet zeigt in dieser Zwischenzeit mehrfach Anzeichen von Bodenunruhe, die in der Ablagerung der Minetteformation deutlich zum Ausdruck kommt. Die Erzformation schließt mit einem Geschiebehorizont ab, der sich über das ganze Lothringer-Luxemburger Erzgebiet von Nancy bis Esch geltend macht und über welchen dann die Sowerbyitransgression übergreift. Nach Westen hin steigert sich diese Bodenunruhe des Aalenien zu einer größeren Schichtenlücke, so daß im südlichen belgischen Luxemburg die Fallaciosusschichten (oberster Teil der marnes de Grandcour) unmittelbar von den Sowerbyischichten überlagert werden. Bei Hirson überlagern Schichten gleichen Alters (Bajocien) unmittelbar die Schichten mit *Deroceas Davoei*. Dieser vielfache Wechsel positiver und negativer

Bewegungen führt zu einem häufigen Fazieswechsel in horizontaler und vertikaler Richtung, der für die Liasablagerungen unsers Gebietes bezeichnend ist. Die Entwicklung ist also eine bewegte und wechselnde.

Nach der regional gleichartigen Ausbildung des Rhät fällt die lokal stark ändernde Faziesausbildung des untern Lias besonders auf. Die nach Abschluß des Rhät einsetzende Transgression ist von rasch wechselnder Bodenunruhe begleitet.

In der untern Abteilung des Hettangien, in den Psilonotenschichten, ist die Faziesänderung noch gering. Bei Jamoigne greifen die Psilonotenschichten transgressiv auf den paläozoischen Sockel hinüber und reichen nach Westen bis nach Muno. Von Jamoigne erstrecken sie sich nach Osten durch den Luxemburger Ablagerungsraum bis nordwestlich Bitburg und bis nach Hettingen hin. Im südlichen Lothringen sind sie unbekannt. Erst bei Vitrey in der Haute-Marne erscheinen sie wieder. Sie sind überall in der Fazies der dunkeln Mergel mit Kalken entwickelt, nur zwischen Jamoigne und Muno sind sie sandig. (Grès de Rossignol).

Die Angulatenschichten sind am ganzen Ost- und Nordostrande des Pariser Beckens zur Ausbildung gelangt und ziehen am Südrande der Ardennen bis nach Charleville hin, zeigen aber manchfachen Wechsel in der Fazies und in der Mächtigkeit. Sie haben im Süden und im äußersten Westen nur einige Meter Mächtigkeit, die im Luxemburger Gebiet bis zu 80 m ansteigt. Bei Charleville bestehen sie aus Mergeln, sind bei Sedan sandig, in Belgien wieder mergelig bis östlich Habay, wo sie in die sandige Fazies übergehen, die bis bei Hettingen anhält. Auf dem Plateau von Bürmeringen, sowie im östlichen und südlichen Lothringen bestehen sie aus graublauen Kalken mit dunkeln Mergeln.

Denselben raschen Wechsel zeigt das Sinemurien. Bei Sedan besteht die Bucklandizone aus blaugrauen Kalken im Wechsel mit dunkeln Mergeln, die brevis-Zone aus kieseligen, graublauen Kalken mit dünnen sandigen oder mergeligen Zwischenlagen. In Belgien haben wir ein westliches und östliches Gebiet auseinander zu halten. Im Westen setzen die Bucklandischichten sich unten aus Mergeln (marnes de Warcq), oben aus Sandstein (grès de Florenville) zusammen. Die Breviszone umfaßt die sandigen Kalke von Orval. Im Osten bestehen die Bucklandischichten ausschließlich aus Sandstein (grès de Florenville) während die Breviszone in der Fazies der blaugrauen Kalke und Mergel (calcaire et marne de Strassen) ausgebildet ist. Im Luxemburger Gebiet umfaßt der Luxemburger Sandstein neben den Angulatenschichten auch z. T. die Bucklandischichten. Die Breviszone besteht aus dunkeln Kalken und Mergeln. In Lothringen ist das ganze Sinemurien in dieser Fazies ausgebildet.

Im Lotharingien ist die Ausbildung etwas gleichmäßiger. In Lothringen und Luxemburg herrschen die grauen, sandigen Tone (fossilarme Tone) mit einigen Nagelkalkbänken vor, nur oben treten dunkelblaue, etwas oolithische Kalke auf. In Belgien ist die ganze Stufe als Sandstein (grès de Virton) ausgebildet. Bei Sedan besteht der untere Teil aus sandigen, blauen Kalken mit Zwischenlagen von gelbem Sande oder grauen Mergeln, der obere Teil aus blauem Kalkstein mit eingelagertem grauem, glimmerigem Mergel.

Das Pliensbachien läßt sich überall in die beiden Zonen des *Deroceras armatum* und des *Deroceras Davoei* aufteilen. In den französischen Ardennen besteht erstere aus mergeligem Kalke, die obere Zone umfaßt unten graue, blätterige Mergel, welche den Numismalmergeln entsprechen, oben graue Mergel mit Eisensteinovoiden. In Belgien wird die untere Zone des *Deroceras armatum* durch den obern grès de Virton gebildet, während die Davoeischichten als schiste d'Ethe bezeichnet werden. In unserm Gebiete besteht das Pliensbachien aus Ockerkalken an deren Basis eine dünne Mergellage auftritt. In Lothringen haben wir von unten nach oben die Folge: Ockerkalk, Mergel (Numismalmergel) und graue Mergelkalke mit *Deroceras Davoei*.

Das Domérien umfaßt die Margaritatus- und Spinatusschichten. In den französischen Ardennen sind die Margaritatusschichten durch sehr wenig mächtige, oolithische Kalke vertreten.

In Belgien umfassen sie den Macigno de Messancy, ein Gestein das aus einer Wechsellagerung von dünnbankigem Sandstein, Kalkstein und Mergel besteht, meist eisenschlüssig ist und auch Kalkknollen führt. In Luxemburg und in Lothringen ist die Stufe in der Fazies von grauen Blättermergeln ausgebildet, die höher vielfach Eisenovoide einschließt und oben mit Kalkknollen abschließt.

Die Spinatusschichten zeigen eine ähnliche Ausbildung. In den Ardennen sind es eisenschüssige Kalke. In Belgien ist es der macigno d'Aubange, der in unserm Gebiete bis gegen Bettemburg anhält, wo er in eine mergelige Ausbildung übergeht, die nach Lothringen hin fortsetzt. (Vgl. auch das Profil p. 139).

Das Toarcien. 1) In den französischen Ardennen sind nur die Falciferenschichten, sowie der untere Teil der Bifronschichten ausgebildet. Sie lagern auf den Kalken mit *Amaltheus spinatus* und werden von Kalken mit *Terebratula perovalis*, welche die Basis des Bajocien bilden, überdeckt. Die Schichtenlücke ist also beträchtlich. Das Toarcien besteht hier aus pyrithaltigen, blätterigen Mergeln mit bläulichen Kalkknollen.

Weiter östlich, in der Gegend von Montmédy, erscheint dann der obere Teil der Bifronschichten sowie die Crassusschicht mit *Coeloceras crassum*, *Cal. Raquinianum*, *Haugia illustris*. Darüber folgt wieder unmittelbar der Kalk des Bajocien. Auch hier sind die Falciferenschichten in gleicher mergeliger Fazies ausgebildet.

2) Bei Lamorteau in Belgien ist das Toarcien vollständiger. Es ist ebenfalls mergelig entwickelt, und umfaßt über der Crassusschicht auch Schichten mit *Am. striatulus* und *Am. fallaciosus*. Die blauen Mergel des Toarcien werden als *marne de Grand-Cour* bezeichnet. Östlich Lamorteau werden die Falciferenschichten bitumenführend. Bei Halanzy treten an der obersten Grenze der Fallaciosusschichten die ersten Eisenerzlager auf. Aalénien ist nicht vorhanden. Über den Fallaciosusschichten folgen die Kalke des Bajocien.

Von hier ab bis in das südliche Lothringen bleibt die Ausbildung des Toarcien konstant. Die Falciferenschichten sind in der weitverbreiteten Fazies der bituminösen Blätterschiefer entwickelt.

Dieser häufige Wechsel in der Gesteinsfazies ist eine Erscheinung, die zwar darauf hindeutet, daß unser Gebiet an der Peripherie der Liastransgressionen lag, doch können diese wechselnden sandigen und mergeligen Ablagerungen keineswegs als Küstenbildungen gedeutet werden, wie früher vielfach angenommen wurden. Sie zeigen vielmehr auf Bodenunruhe hin, die sich bald näher dem Festlande, bald weiter davon entfernt bemerkbar machten, und die im allgemeinen nach NW über das Ardennenfestland fortschreitende Transgression begleiteten. Bereits die Verteilung der sandigen Fazies in den verschiedenen Liasstufen, die mit mergeligen und kalkigen Bildungen wechselt oder die in küstenfernen Zonen ansetzt und dann, die paläontologischen Zonen schneidend, allmählich in höhern Horizonten sich der Küste nähert oder von ihr abwandert, weist darauf hin, daß hier geotektonische Bewegungen die Verteilung der Fazies regelten, zumal da die Verteilung der faziellen Abänderungen stets in der variscischen Richtung der tektonischen Bewegungen hin erfolgte. Bereits während der Sedimentation machten sich embryonale Verbiegungen des Meeresbodens bemerkbar, die spätere Schwellen und Senken andeuten. Der reichlich zugeführte Sand weist zwar auf ein der kräftigen Abtragung unterworfenen Festland, doch keineswegs auf Küstennähe hin. Vielmehr deutet das häufige Auftreten von Ammoniten auf das Bestehen eines offenen Meeres. Die Verteilung der sandigen Fazies wurde durch die Richtung der Meeresströmungen bestimmt, die den durch die Flüsse eingeschwemmten Sand weithin verfrachten können. Die Richtung der Strömungen wird aber durch die Schwellen und Senken gelenkt, wobei im allgemeinen sich aus der Sedimentmächtigkeit die Senkungstendenz der Ablagerungsräume ergibt. In den Räumen mit starker Sandschüttung herrschte also Senkung des Untergrundes vor, die anderwärts durch eine aufsteigende Schwelle kompensiert wurde.

Der allgemeine Bauplan unsers Gebietes stellt sich im Lias auf Grund dieser Erscheinungen folgendermaßen dar:

Die Eifelsenke macht sich noch geltend und setzt nach Süden in die Lothringer Furche fort, die in offener Verbindung mit dem schwäbischen Liasmeere steht. Im Süden des Ardennen Festlandes hat sich ein variscisch streichender Sedimentationstrog gebildet, der in die Eifelsenke einlenkt und dessen Achse in der Richtung Bitburg, Weilerbach, Lintgen, Longwy verläuft. Südlich davon liegt die untermeerische Schwelle des Saarbrückner Sattels und ihre Verlängerung nach Südwesten hin. Auch die Lothringer Furche gewinnt in der gleichen Zeit breite Verbindung mit dem sich bildenden Pariser Becken, von welchem sie schließlich das östliche Flankengebiet wird.

Wie wenig in dem Luxemburger Ablagerungsraum des Lias nicht küstennah oder küstenfern, sondern die Bodenbewegungen die Verteilung der Fazies regelten, geht aus folgenden kurzen Hinweisen hervor:

Sandige Bildungen setzen in der Angulatenzeit ein und halten bis zum Abschluß der Bucklandzeit an. Das Maximum der Sandaufschüttung liegt in der Achse der Luxemburger Mulde. Nordwestlich dieser Zone der Sandaufschüttung liegt eine mergelig-kalkige Ausbildung der Angulaten- und Bucklandzone zwischen Virton, Florenville und Jamoigne. Diese SW—NE streichende mergelig-kalkige Zone reichte über die Ardennen und

unser Oesling hinweg und stand über das Gebiet von Commern mit dem nordwestlichen Deutschland in Verbindung. Eine deutliche Emersion liegt in der Bucklandizone zwischen Hettingen und Ellingen, weiter nördlich ist sie nicht mehr vorhanden.

Während der Breviszeit verschiebt sich die sandige Fazies nach Nordwesten, zwischen Virton und Florenville-Jamoigne, während die südöstlich davor gelegene Zone jetzt mergelig-kalkig ausgebildet ist.

Im Lotharingen bleiben die Verhältnisse etwa die gleichen: in Lothringen und Luxemburg haben wir eine mergelige Entwicklung (fossilarme Tone) gefolgt von einer kalkigen (Raricostatenschichten) während im NW davon, zwischen Arlon und Muno, die sandige Fazies anhält.

Im Pliensbachien herrscht in Lothringen und Luxemburg überall mergelige Fazies (schiste d'Ethe) oder mergelig-kalkige Entwicklung (Davoeikalke und Numismalmergel). Doch liegt zwischen Bartringen und der belgischen Grenze eine Zone, wo das Pliensbachien äußerst schwach entwickelt ist.

Im Domérien haben wir weiter in Lothringen und im südöstlichen Luxemburg eine mergelige Entwicklung, nordwestlich davon die Fazies des macigno.

Mit Abschluß des Hettangien ist die Transgression nach Westen bis nach Charleville vorgedrungen. Im Mittleren Lias drängt dieselbe bis nach Hirson vor, aber die Schichten sind kalkig oder mergelig, nicht sandig entwickelt, obwohl sie heute dem Ardenner Festlande am nächsten liegen. Aus der Fazies, die vom Pliensbachien ab kalkig ist, darf man schließen, daß damals die Transgression über den Scheitel des Ardenner Festlandes vorgeückt war.

Mit dem Mittleren Lias hat die Liastransgression ihr Maximum der Ausdehnung erreicht. Mit dem Beginn des Oberen Lias (Toarcien) setzt der Rückzug ein. Die Posidonienschiefer reichen nicht weiter nach Westen als der Untere Lias, aber die Ausbildung der Margaritatus- und Spinatusschichten zeigt bereits in Schwaben, Elsaß, Lothringen und Luxemburg gleichartige Ausbildung und nur in Belgien und im Westen unsers Landes haben wir den sandig-kalkigen Macigno. Während des Lias ϵ ist aber die Mächtigkeit und Ausbildung eine außerordentlich gleiche von Schwaben bis an den Ardenner Rand. Nur von Lamorteau ab ist die Fazies mergelig-kalkig (marne de Grand-Cour). Die Verbindung mit Schwaben ist in dieser Zeit vollkommen.

Der Lias ϵ schließt mit einer weitverbreiteten Emersion der Crassusschichten ab und mit dem Lias ξ (Jurensisschichten) bereitet sich die Wende vor, die zu einer Trennung des Lothringer Gebietes von Schwaben und zu der Verbindung mit dem Jurameer von West- und Nordwesteuropa führt.

2. DOGGER.

Die Geschichte der Doggerzeit beginnt im Gebiete der Lothringer Furche mit einem «Kampf um die Eroberung neuer Sedimentationsräume», was sich in starker Bodenunruhe und durch einen dadurch verursachten eigentümlichen Faunenwechsel auswirkt.

Die Verschiedenheiten in der Fauna, die sich an der Wende Lias-Dogger östlich und westlich der Vogesen geltend macht, ist so auffallend, daß bereits BENECKE (1901, 1905) annahm, daß die paläogeographischen Verhältnisse durch das Aufsteigen einer Untiefe im Gebiete der heutigen Vogesen so stark geändert wurden, daß der Faunenaustausch Lothringens nach dem Osten hin eine starke Behinderung erfuhr, während sich neue Wege nach dem Westen öffneten. Diese Annahme hat heute auch durch die sedimentpetrographischen Beobachtungen eine Bestätigung erfahren. Die aufsteigende Schwelle war kein Festland, sondern nur eine Untiefe, welche Vogesen und Pfälzer Bergland umfaßte und sich in das festländische Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges fortsetzte, so daß es im Osten der Schwelle im Unteren Dogger zu einer Anschüttung von Sand aus dem vorliegenden aufragenden Hochgebiet des östlichen Rheinischen Schiefergebirges kam, während im Westen, in Lothringen, sich kalkig-mergelige Ablagerungen bildeten. Daneben macht sich auch der variscisch gerichtete Saarbrückner Kohlensattel und dessen Fortsetzung, der Lothringer Hauptsattel, in der Sedimentverteilung geltend. Seine Fortsetzung nach SW bildet die erzfreie Schwelle, welche das Eisenerzbecken von Nancy von dem Becken von Briey trennt. Ersteres liegt in der Fortsetzung der Zaberner Senke, letzteres in der Fortsetzung der Luxem-

burger Mulde. In dieses Gesamtbild haben wir die einzelnen Besonderheiten des Sedimentationsraumes während der Bildung der Erzlager einzupassen.

Auffallend ist schon die Verteilung der erzarmen oder erzfreien und erzreicheren Gebiete sowie die Verbreitung der mehr oder weniger großen Vollständigkeit des Aalenien überhaupt.

Im Nordwesten fehlt das Aalenien vollständig in den französischen Ardennen. In Belgien beginnt es erst östlich Halancy. In den französischen Ardennen folgen Kalke des untersten Bajocien unvermittelt teils über den Falciferen- teils über den Bifrons-Schichten. Auf dem Blatte Lamorteau-Ruette der belgischen geologischen Spezialkarte folgt der Calcaire à oolithe ferrugineux mit *Am. Sowerby* unmittelbar über den Marnes de Grand-Cour mit *Harpoceras striatum* und *Harp. fallaciosum*. Auf dem östlich anschließenden Blatt Musson-Aubange ist das untere Aalenien mit Eisenerzlagern entwickelt. Im Gebiet Longwy und Differdingen umfaßt es dazu noch die Opalinusschichten. Die Murchisonaeschichten sind durch eine 0.20—0.30 m mächtige Lage von Kalkstein unter dem Konglomerat vertreten. Im Gebiete von Esch und im anschließenden nordwestlichen Lothringen erreicht das Aalenien und auch die Minetteformation die Hauptmächtigkeit.

Es ist dies das Gebiet des Beckens Oettingen-Langres, das in einer deutlich ausgeprägten Mulde liegt. Dann folgt zwischen der Faille d'Avril und der Faille de l'Orne ein erzärmeres Gebiet, das in der südwestlichen Fortsetzung des Sattels von Sierck liegt.

Südlich davon liegt das Teilbecken der Orne in der Fortsetzung der Primsmulde.

Ein breites erzarmes bis erzfreies Gebiet, das sich aus der Gegend von Novéant bis in die Nähe von Marbache nördlich Nancy hinzieht, trennt das Hauptbecken von Briey von dem Becken von Nancy. Dieses erzfreie Gebiet liegt in der Fortsetzung des Lothringer Hauptsattels, der sich im Untern Dogger in Heraushebung befand und ein unvollständig ausgebildetes Aalenien zeigt. Das Becken von Nancy umfaßt nur die Dumortierenschichten und den Übergang zu den Opalinusschichten.

In der südwestlichen Fortsetzung der Vogesenschwelle zeigt sich auf dem Plateau von Langres noch eine größere Schichtenlücke. Auf einem 1.50 m mächtigen Eisenlager, das an der obern Grenze der Fallaciosusschichten auftritt, folgen unmittelbar die Korallenkalkes des Obern Bajocien. Hier ist die Lücke also noch bedeutender als am Südrande der Ardennen.

Gegen Abschluß der Murchisonaeschichten machte sich eine Heraushebung bemerkbar die zur Konglomeratbildung führte und die sich von Nancy im Süden bis nach Longwy im Norden erstreckt. Diese Aufwärtsbewegung fand ihren Abschluß mit der Transgression der Concavuzone. Die Concavuzone setzt in gleichartiger Mächtigkeit und Ausbildung über alle Schichtenlücken hinweg und leitet unmerklich in die Sowerbysschichten über.

Aber sowohl im Becken von Nancy wie im Becken von Briey im weitem Sinne sind die kieseligen Lager ausgebildet, während die kalkigen Lager im Becken Longwy-Differdingen stark reduziert sind und nur in dem Gebiete zwischen der Verwerfung von Deutsch-Oth im Norden und der Verwerfung von Gorze im Süden ihre volle Ausbildung erlangen. Die Dumortierenschichten nehmen also den größten Raum in gleichartiger Ausbildung ein, während in dem obern Aalenien eine Einengung einsetzte, die bis zur Emersion führte. Die zu Beginn der Concavuzone einsetzende Transgression überzieht das ganze Gebiet, fehlt aber im Nordwesten, am Südrande der Ardennen und im Süden, auf dem Plateau von Langres. Diese Gebiete fallen mit Hauptschwellen zusammen. Im Norden ist es der Scheitel der Ardennermasse (Sattel von Givonne), im Süden die Vogesenschwelle. Immer stoßen wir also wieder auf eine Einwirkung der variscisch gerichteten, alten Bauelemente.

Bezeichnend für die Ausbildung des Aalenien in Lothringen und Luxemburg ist die Fazies des Eisenoolithes. Obwohl sie sich hier auf einer Fläche von über 115.000 ha erstreckt und wohl die größte aller sedimentären Eisenerzlagerstätten darstellt, bildet sie doch nur einen kleinen Teil des Gebietes, über welches sich das Aalenien in gleichartigem paläontologischem Verhalten ausdehnt, und das wir deshalb als eine geologische Einheit auffassen. Diese Einheit umfaßt die ganze westliche Juraprovinz, deren Grenze nach Osten durch die Schwelle Pfälzer Bergland-Vogesen gegeben ist, welche sie vom schwäbischen Sedimentationsraum trennt. Diese Trennung vollzog sich im obersten Lias, während vorher weitgehende Verbindung mit dem östlichen Raume bestand. Die Zugehörigkeit des Lothringisch-Luxemburger Raumes zu der westlichen Provinz

des Jurameeres während der Dumortierenzeit läßt sich an Hand der Gleichartigkeit bestimmter Tierformen, besonders der Ammoniten, mit dem Westen und in dem Gegensatz zur Verbreitung und dem Vorherrschen anderer Ammonitenformen im Osten nachweisen. Daß aber in dem paläontologisch gleichwertigen Raum westlich der Vogesenschwelle das petrographische Verhalten der Sedimente ein wechselndes ist, darf bei der Ausdehnung des Gebietes und der Verschiedenartigkeit der Detritus liefernden Festlandsmassen nicht wundern.

Für den westlichen Teil des Jurameeres zur Zeit des untern Aalenien ist bezeichnend das unvermittelte Auftreten der Ammonitengattung *Dumortieria* in einer Mannigfaltigkeit der Arten und Häufigkeit der Individuen, die östlich der Vogesen unbekannt ist. Dort ist die Dumortierengruppe nur wenig vertreten und auf die Jurensischichten beschränkt.

Als typischer Vertreter der sehr verbreiteten Dumortierienform des Lothringer-Luxemburger Untern Aalenien gilt die Leitform *Dumortieria Levesquei*. Sie findet sich in Luxemburg und Lothringen überall häufig und in dem gleichen Horizont und läßt sich nach Süden in das Rhônebecken hin verfolgen. Man kennt die Form auch vom Südrande des Pariser Beckens, aus der Normandie und aus England. Auch in Norddeutschland ist sie häufig.

Dagegen ist sie östlich der Vogesenschwelle, im Elsaß, selten und scheint in Schwaben zu fehlen. Dafür tritt hier *Dumortieria striatulo-costata* auf, die bei uns nur spärlich vorkommt und anderwärts zu fehlen scheint.

Die Unterschiede sind also sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung für die Verbreitung beider Arten im Westen und im Osten recht verschieden. Der Lothringer-Luxemburger Ablagerungsraum gehörte zweifelsohne dem westlichen Meere an und war von dem östlichen getrennt. Darauf weisen auch die weiteren Formen hin.

Eine häufige Form der Dumortierenschichten in Lothringen ist auch *Dum. pseudoradosa*, welche für die obere Abteilung der Dumortierenschichten leitend ist. Im Gebiete von Nancy scheint dagegen nur die Varietät *Dum. radiosa* vorzukommen. Sie ist auch häufig in la Verpillière im Rhonegebiet und ist im Maconnais und im Calvados nachgewiesen. In England kommt sowohl *Dumortieria pseudoradosa* wie die Varietät *Dum. radiosa* vor, die aber getrennte Horizonte innerhalb der Pseudoradosa-Schichten einnehmen. In Nordwestdeutschland ist *Dumortieria radiosa* die leitende Form, daneben kommt untergeordnet *Dum. pseudoradosa* vor.

Aufschlußreich für die Meeresverbindungen im untern Aalenien ist es nun, daß im Elsaß *Dum. pseudoradosa* ziemlich selten ist und daß im schwäbischen Ablagerungsraum sowohl *Dumortieria pseudoradosa* wie *Dum. radiosa* nicht bekannt sind.

Harpoceras aalense zeigt in Lothringen eine Entwicklungsweise, die von derjenigen in Schwaben abweicht und mit derjenigen der westlichen Gebiete weitgehend übereinstimmt.

Schon der Begriff, was unter *Harpoc. aalense* zu verstehen ist, ist in beiden Gebieten verschieden. Die bei ZIETEN abgebildete Form stellt nach E. HAUG (1885 p. 34) den schwäbischen Typus dar und ist dort auf den obersten Teil der Jurensischichten beschränkt, während die bei *d'Orbigny*, *Dumortier* und *Bayle* abgebildete Formen, davon etwas abweichen und als Rhonetypus aufgefaßt werden. Dieser zeigt eine recht wechselnde vertikale Verbreitung.¹⁾

Im Elsaß und in Luxemburg herrscht der Rhonetypus vor; daneben ist aber auch der schwäbische vertreten. Beide Typen können hier neben einander in dem gleichen Horizont auftreten. Im Luxemburger Raum tritt *Harp. aalense* bereits unter dem (schwarzen) Lager II auf, ist in diesem Lager am häufigsten, reicht aber bis in das Dach der Opalinusschichten hinauf. Bei Diedenhofen und im Gebiet von Nancy tritt sie erst in dem obern Teil der Dumortierenschichten auf, und im Elsaß erst über denselben. Im Calvados, in Aquitanien, am Südrande des Pariser Beckens bildet *Harpoc. aalense* eine eigene Zone zwischen den Schichten mit *Dumortieria pseudoradosa* und *Harpoceras opalinum*. Im Gebiete der Rhône tritt sie in dem gleichen Horizont auf, steigt aber bis in den untern Teil der Opalinuszone hinauf. Auch in Norddeutschland kennzeichnet *Harp. aalense* eine eigene Zone zwischen *Dumortieria radiosa* und *Harpoc. opalinum*. Ebenso ist sie in England kennzeichnend für ein Lager zwischen der Zone mit *Dumortieria Moorei* unten und der Opaliniformiszone oben.

¹⁾ HAUG, E: Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*.

Im oberen Teile der pseudoradiosa-Zone treten weitere drei Ammonitenformen auf, die bei geringer vertikaler eine große horizontale Verbreitung vom Elsaß bis nach England aufweisen, östlich dieses Raumes aber fehlen. Sie vermitteln stratigraphisch den Übergang von den Dumortierenschichten zu den Opalinusschichten und weisen in ihren Merkmalen Anklänge an die Dumortierien- und an die Harpocerasformen, so daß sie, je nach den Autoren, bald zu der einen, bald zu der andern Form gestellt werden. Es sind dies *Grammoceras Moorei*, *Gram. maetra* und *Gram. fluitans*.

Eine Gruppe, die viel Ähnlichkeit mit *Harpoceras aalense* in ihrem stratigraphischen Verhalten hat, ist die Oxynoticerasgruppe (*Oxynoticeras affine*, *Ox. compressum*, *Ox. serrodens*.) Die Form kommt in Schwaben vor und reicht nach Westen bis nach England. Sie ist aber im Osten auf den Lias beschränkt, während sie im Westen bis an das Dach der Opalinuszone hinauf geht.

Die Bildung der kieseligen Erzlager fällt mit der Dumortierienzeit zusammen. Sowohl in faunistischer wie petrographischer Hinsicht stellen sie in den beiden Teilgebieten Esch und Differdingen der Luxemburger Minetteformation eine einheitliche Gruppe dar, was auf gleichförmige Ablagerungsvorgänge in einem gleichartigen Sedimentationsraum hinweist. Mit der Opalinuszeit setzt indeß östlich und westlich des Gebietes der heutigen Verwerfung von Deutsch-Oth-Crusnes eine auffallende Differenzierung in der petrographischen Ausbildung und auch in gewisser Hinsicht in der Fauna ein, was auf eine Differenzierung im Ablagerungsraum zurückzuführen ist. Eine Untiefe im Gebiete der genannten Verwerfung schafft im Osten dieser Zone andere Entwicklungsbedingungen als im Westen. Petrographisch kommt dies im Teilgebiet von Differdingen durch eine Verarmung der kalkigen Lagergruppe gegenüber dem Teilgebiete von Esch zum Ausdruck. Faunistisch haben wir im Osten *Harpoceras opalinum* mit den verwandten Formen *Harpoc. plicatellum* und *partitum*, welche die Opalinusschichten kennzeichnen. Diese Opalinusformen sind im Westen noch nicht festgestellt worden, doch kommen hier in der kalkigen Lagergruppe Ammonitenformen vor, welche im Osten *Harp. opalinum* begleiten. Daneben treten Formen auf, welche darauf hinweisen, daß die kalkige Lagergruppe des Differdinger Gebietes unmittelbar über die Dumortierenschichten zu stellen ist, auf der sie übrigens in lückenloser Folge aufrucht. Aus diesen Gründen sind wir berechtigt die kalkige Lagergruppe von Differdingen, als Ganzes betrachtet, den Opalinusschichten gleichzustellen, wenn wir auch bei dieser Gegenüberstellung nicht bis in alle Einzelheiten synchronisieren können.

Auch die Ammonitenfauna der Opalinusschichten unsers Gebietes zeigt auf die offene Verbindung des Ablagerungsraumes mit den westlichen und nordwestlichen Meeren hin. Neu sind in den Opalinusschichten, außer *Harpoceras Hinsbergi*, *Harpoc. Grandjeani* und *Hammatoceras lotharingicum*, die aber auf Lothringen-Luxemburg beschränkt sind, nur *Harpoceras opalinum* und ihre Verwandten *Harp. plicatellum* und *partitum*.

Während der typische *Harpoceras (Lioceras) opalinum* im südwestdeutschen Ablagerungsraum eine verbreitete Form ist, treten zu beiden Seiten der Vogesen, in Lothringen, im Rhônebecken, in Hannover und in England Nebenformen auf, die in Südwestdeutschland fehlen oder wenigstens sehr selten sind. Diese Formen nehmen ein Lager ein, das deutlich unter *Harpoc. opalinum* typ. liegt. In Schwaben liegt aber unter den Schichten mit *Harp. opalinum* die Torulosuszone. Damit dürfen wir aber keineswegs die Unterzone des *Harpoc. plicatellum*, in welchem das (graue) Lager 1 liegt, der Torulosuszone gleichstellen, weil wir hier eine Gegenüberstellung machten, die in so manchen andern Punkten nicht übereinstimmt, wie beispielsweise, daß die Opalinusformen von Ammoniten wie *Harpoc. aalense* begleitet sind, die in Schwaben nicht über den Lias ξ hinaufsteigen.

In den Murchisonae-Schichten fehlen die Ammoniten gänzlich. Diese Stufe schließt mit einer wichtigen Emersionsfläche ab, über welche ein Aufarbeitungshorizont mit Geschieben und Geröllen sich einstellt, mit welchem die Minetteformation abschließt und welche über Schichten verschiedenen Alters hinweggeht. Darüber folgt die Concavuszone, die im ganzen Lothringer Gebiet gut ausgebildet ist und auch weiter westlich am Süd- und Westrande des Pariser Beckens, in England und in Nordwestdeutschland eine gut gekennzeichnete Stufe bildet, östlich der Vogesen im Elsaß und in Schwaben aber nicht ausgebildet ist. In der Concavuszone treten zwei wichtige Ammoniten zusammen auf, *Ludwigia bradfordense* und *Harpoceras concavum*. *Ludwigia bradfordense* gehört zu den *acutus*-Formen des *Harpoceras Murchisonae*, die im ganzen Gebiete westlich der Vogesen eine weitverbreitete und leitende Form ist, östlich der Vogesen aber nicht vorkommt. Dagegen ist die *obtusus*-Form

des *Harp. Murchisonae* auf den Osten beschränkt. Auch *Harpoc. concavum* ist im Osten unbekannt, im Westen aber als Leitform weitverbreitet.

Der Ablagerungsraum der lothringisch-lux. Minetteformation war im Aalenien der Schauplatz lebhafter Bodenunruhe, welche die Sedimentation begleitete. Es entstanden embryonale Einbiegungen des Untergrundes, welche die Verteilung und Mächtigkeit der Eisenerzlager beeinflussten.

Das Luxemburger Minettegebiet gehört zu zwei tektonisch begrenzten Becken, welche durch die Verwerfung von Deutsch-Oth-Crusnes getrennt sind: Das Becken von Oettingen-Tucquegnieux, welches nach Norden in unser Teilgebiet Esch-Rümelingen fortsetzt, und das Becken von Longwy, zu dem unser Teilgebiet von Differdingen gehört. (Vgl. auch Tafel I.)

Das Becken von Oettingen-Tucquegnieux bildet eine langegezogene, schmale Mulde, zwischen zwei Schwellen, die von streichenden Verwerfungen durchsetzt sind. Im Osten bildet die Verwerfung von Avril, im Westen diejenige von Deutsch-Oth die Grenze.

Die kieselige Lagergruppe hat in beiden Becken gleiche Mächtigkeit und Ausbildung. Die kalkigen Lagergruppen aber zeigen in beiden Gebieten große Verschiedenheiten. In dem zentralen Teile der Mulde ist die Mächtigkeit der Eisenerzformation bis 60 m, gegen die Ränder derselben noch 40 m, um jenseits der genannten Verwerfungen unvermittelt auf 20—25 m zu sinken. Die kalkige Lagergruppe ist im Westen auf die Hälfte bis ein Drittel reduziert.

Mit Beginn der Opalinuszeit setzt also starke Differenzierung in der Mächtigkeit der Sedimentbildung ein, die eine Folge tektonischer Vorgänge ist, welche eine unruhige Gestaltung des Sedimentationsraumes schaffen. Es entstanden Senken und Schwellen in der variscischen Richtung, welche die Meeresströmungen beeinflussten und durch diese die Verteilung der Sedimente regelten. In den sinkenden Teilen kam es zur Sedimentanhäufung, auf den Schwellen zu einer verringerten Zufuhr.

Solche Bodenschwellen konnten flexurartig aufgetrieben werden, wobei der eine Flügel absank und in den Bereich der angrenzenden Senke gelangte, in welcher eine Sedimentanhäufung eintrat, während der andere gehoben wurde, was zu verringerter Zufuhr führte. Hier lagen also die Gegensätze in der Mächtigkeit in unmittelbarer Nähe neben einander. Die Flexur konnte dann bei der Wiederbelebung der tektonischen Tätigkeit im Tertiär bis zum Zerreißen verzerrt werden. Das ist das Bild, das wir uns von der Entstehung der Verwerfungen machen dürfen und dies erklärt auch, weshalb diese Verwerfungen Trennungslinien natürlich begrenzter Becken bilden.

Im Luxemburger Gebiete haben wir östlich der Flexurbildung, die mit einer Schwelle begann, im Becken von Esch, auf dem sinkenden Flügel zwei kalkige Lagergruppen mit 30—40 m Gesamtmächtigkeit. Darüber folgt noch das 3—5 m mächtige rote sandige Lager. Westlich der Flexur, im aufsteigenden Flügel, haben wir im Becken von Differdingen eine 10—14 m mächtige kalkige Lagergruppe mit schwacher Erzausbildung. Das rote sandige Lager fehlt.

Nach dem Alter und der Ausbildung der kalkigen Lager im Becken von Differdingen darf angenommen werden, daß es in der Opalinuszeit zur Schwellenbildung kam, während welcher Zeit die Sedimentierung hier einen ganz andern Rythmus annahm als in der sinkenden Mulde von Oettingen und daß in der Murchisonaezeit das Gebiet von Differdingen soweit herausgehoben war, daß es nur zur Bildung der schwachen Kalkabsätze des Dachkalksteines kam. Als Abschluß der Murchisonaezeit setzte dann die allgemeine Emersion ein, mit welcher auch die Minetteformation zu Ende geht.

Bei dieser Emersion kam es aber nicht zu einer eigentlichen Festlandsbildung. Die Auflagerungsfläche der Geschiebe ist so glatt und gleichmäßig eingeebnet, daß sie nur durch marine Abrasion gebildet sein kann. Auch die flachen Geschiebe weisen durch ihre Gestalt und Anordnung auf marine Entstehung hin. Alles ging unter seichter Meeresbedeckung vor sich, durch welche eine Transgression eingeleitet wurde, die in der Concavuzone zur vollen Ausbildung gelangte. Denn im welchem Umfange auch die kalkigen Lagergruppen in den verschiedenen Teilgebieten ausgebildet sein mögen und wenn sie sogar ganz fehlen, wie im Becken von Nancy oder auf dem Sattel von Pont-à-Mousson, die Concavusschichten gehen darüber gleichmäßig weg und darunter liegt der Geschiebehorizont, den man als eine Art von Basalgeschieben betrachten kann. Mit der Con-

cavuszone sind die tektonischen Grenzen verwischt. Die Mergel und Kalke des Bajocien ziehen gleichmäßig über das ganze Gebiet und weit nach Nordwesten über den Ardennerrand hinweg.

Während wir noch im Gebiete von Differdingen eine vollständige Entwicklung des Aalenien mit bis auf 0,20 m reduzierter Mächtigkeit der Murchisonaeschichten haben, setzte am Südrande der Ardennen westlich Longwy eine rückläufige Phase ein. Die bereits im Oberen Toarcien eintretende Regression dauerte durch das ganze Aalenien hindurch fort und das nach unten unvollständige Bajocien greift über tiefere Liasstufen oder bei Hirson sogar unmittelbar auf das alte Gebirge über. Hier bestand in der Zeit zwischen der Regression des oberen Lias und der Transgression des Bajocien eine Hebungszeit mit Abtragung, die in wechselnden Oscillationen sich bis in unser Gebiet durch verschiedene Emersionen mit aufgelagerten Geschieben bemerkbar macht.

Zwischen Sedan und Montmédy umfaßt die Lücke die Schichtengruppe zwischen der Bifronszone und dem mittleren Dogger.

Bei Sedan folgen nach H. JOLY (1908 p. 206) über dem mittleren Toarcien unvermittelt weiche, oolithische Kalke ohne Fossilien, welche vielleicht als Vertreter der Zone mit *Sphaeroceras Sauzei* aufgefaßt werden können. Darüber liegen eisenschüssige Kalke mit einigen Mergelsteinlagen, die nach den eingeschlossenen Fossilien wahrscheinlich der Zone der *Witchellia Romani* entsprechen. Es folgen dann gut gebankte Kalke der Humphriesianus- und Blagdenizonen. Die Korallenfazies ist bei Sedan nicht entwickelt.

Bei Montmédy tritt dagegen die Korallenfazies auf. Hier folgen über den Schichten mit *Coeloceras crassum* unmittelbar Korallen führende Kalke, dann kommen helle Kalke mit Trochiten und zellige Kalke, teils oolithisch, teils aus Muscheldetritus gebildet. Sie schließen mit einer Emersionsfläche ab über welche die Mergel von Longwy mit *Ostrea acuminata* liegen. Mangels charakteristischer Versteinerungen ist eine weitere paläontologische Gliederung nicht möglich.

Zwischen Montmédy und Longuyon stellen sich allmählich reichlicher Korallen ein, aber das Bajocien besteht nur aus Kalken. Die Mergel des unteren Bajocien, die bei Longwy gut ausgebildet sind, fehlen noch. Die Sedimentlücke umfaßt hier auch noch das ganze Aalenien.

Ein Teil der Ardennen war also Festland während der Zeit, wo in dem anliegenden Lothringer Gebiet es zur Ablagerung der Minetteformation kam. Das gibt der Auffassung, daß das oolithische Eisenerz aus den Verwitterungsprodukten des der Abtragung unterliegenden vorgelagerten Festlandes stammt, eine wichtige Stütze.

Erst im Gebiet von Longwy haben wir im Bajocien die normale Entwicklung ohne größere Sedimentunterbrechungen gleich wie im Luxemburger Gebiet und im nördlichen Lothringen. Dort liegen auch die stratigraphisch tiefsten Lager der Minetteformation.

Diese normale Entwicklung des Bajocien umfaßt unten die weitverbreiteten und gleichartig ausgebildeten Abteilungen der Glimmermergel, der Sonninienschichten und des Hohebrückner Kalk (Schichten mit *Sphaeroceras Sauzei* und *Sph. polyschides*). Darüber folgt die 30—60 m mächtige Folge von Weißkalken, die ein rasch wechselndes Faziesgewirr von vielfach ändernder Gesteinsbeschaffenheit bilden, so daß keine für ein größeres Gebiet allgemein gültiges und einheitliches Profil aufgestellt werden kann. Doch lassen sich Humphriesianus- und Blagdenischichten überall nachweisen.

Diese wechselnde Folge von Weißkalken schließt durchgehends mit einer Emersionsfläche ab und wird einheitlich von den kalkigen Mergeln von Longwy mit *Ostrea acuminata* eingedeckt. Im Süden, im Becken von Nancy, haben wir eine fast spiegelbildliche Entwicklung wie am nordwestlichen Rande der Erzformation bei Longwy. Nur schließt die Minettebildung dort bereits mit dem tiefsten Teile der Opalinuszone ab und das darüber greifende Konglomerat vertritt nicht nur die Concavuszone, sondern auch die Murchisonae- und höheren Opalinusschichten. Auch dort folgen über dem Konglomerat mit abschließender Emersionsfläche die Glimmermergel und darüber ein mergelig-sandiger Kalkstein mit *Cancellophycus scoparius*. Höher kommen die in der Fazies von grauen sandigen Kalken entwickelten Sonninienschichten, während ein Trochiten führender Kalk, die sog. « Roche rouge » die Schichten mit *Sphaeroceras Sauzei* vertritt. Wie im nördlichen Lothringen und in Luxemburg setzen dann die Weißkalke ein. Es sind zutiefst weiße oolithische Kalke, entsprechend der Zone mit *Witchellia Romani*, überlagert von Korallenkalken als Vertreter der Humphriesianus- und Blagdenischichten. Über einer Emersionsfläche im Dache der Korallenkalke liegen die Mergel von Longwy.

Auch dieses vollständige Bajocien weist im ganzen Gebiete von Lothringen und Luxemburg zahlreiche Emersionsflächen und Erosionsdiskordanzen auf.

So haben wir die Emersionsfläche mit Geschieben an der Basis der Concavuszone, weiter an der Basis der Sonninienkalke das Sonninienkonglomerat.

Es folgt höher im Dache des Hohebrückner Kalkes wieder eine mit Geschieben und Geröllen bedeckte Emersionsfläche. Auch die Dachbank des Othier Kalkes zeigt eine Emersionsfläche mit Geschieben.

Der mittlere Korallenkalk, als Vertreter der Humphrieschichten zeigt lokal z. B. bei Ars mehrere Emersionsflächen. Endlich schließt die Dachbank des obern Korallenkalkes (Vertreter der Blagdenischichten) mit einer Emersionsfläche ab und darüber beginnen mit einem Geröllhorizont die Mergel von Longwy, welche das Bathonien einleiten.

Am Süd- und Südwestrande des Pariser Beckens ist das Bajocien unvollständig entwickelt wie am Südrande der Ardennen und das nachfolgende Bathonien transgressiv. Hier liegt auch die Uferfazies des Pariser Beckens. In der Lothringer Furche, wozu auch unser Doggergebiet gehört, erlangt das Bajocien seine vollständigste Entwicklung. Doch machen sich auch hier undulatorische Bodenbewegungen geltend, die wie eben erwähnt, zu Emersionen und Erosionsvorgängen mit Geschiebe- und Geröllbildung Anlaß geben. Wenn trotzdem das Bajocien hier eine beträchtliche Mächtigkeit von über 100 m erreicht, so zeigt dies auf eine allgemeine Senkungstendenz des Gebietes hin. Die detritische Sedimentzufuhr beschränkt sich auf den tiefern Teil des Bajocien, höher herrscht eine kalkige Fazies mit Crinoidenbreccie und Korallenriffen vor. Die detritogene Zufuhr vom Festland hatte aufgehört, das vorliegende Festland war weitgehend abgetragen und wurde durch die Transgressionen des höhern Doggers immer mehr eingeengt. Lothringen und unser Gebiet waren zum Teilgebiete des Pariser Beckens geworden, standen aber nach Südosten hin wieder in ungehinderter Verbindung mit Schwaben und dem Juragebiet.

Das Bathonien ist am Südrande der Ardennen vollständig und analog den Verhältnissen in Lothringen entwickelt. Es ist kalkig und oolithisch am Rande der Ardennen und zwischen Toul und Neufchâteau im Süden, dazwischen in dem Woevregebiet tonig ausgebildet. Wir haben also in dem Schwellengebiet eine kalkige-oolithische, im Beckeninnern eine tonige Fazies. Bei Boulogne ist es transgressiv und in einer Fazies entwickelt, die eher an Lothringen als an Südengland anschließt.

Auch das Callovien ist kalkig und eisenoolithisch in den Randgebieten und auf den Schwellen, und im Woevregebiet tonig ausgebildet.

Callovien ist auch aus dem nördlichen Elsaß bei Scharrach bekannt und die Callovientransgression erstreckte sich nach Osten über Vogesen und Schwarzwald und verband die germanische Quersenke mit dem Pariser Becken,

In der Zaberner Senke kommen Jurarelikte von dem Rhät bis zum Bathonien vor. Darüber folgen eoäne Mergel. Der Lias zeigt dort gleiche Fazies wie in Lothringen und Schwaben. Der Untere Dogger zeigt hier eine von der lothringischen abweichende Ausbildung und schließt sich an die schwäbische an, während Mittlerer und Oberer Dogger gleiche Fazies wie in Lothringen haben, und in einzelnen Stufen von Schwaben abweichen. Hier bestätigt sich also wieder, daß der Lothringer-Luxemburger Lias in freier Verbindung mit dem schwäbischen Raume stand, die im Untern Dogger stark behindert war. Mit dem Bajocien traten dann beide Räume wieder in engere Wechselbeziehungen. Bis zu den Malm hinauf bestand in der Zaberner Senke und im Gebiete der oberrheinischen Massive Meeresbedeckung.

Der Malm ist an dem Rande der Ardennen im Südosten vollständig und in der Korallenfazies ausgebildet, im Nordwesten greift die Kreide über verschiedene Stufen des Untern Malm. Im ganzen Osten des Pariser Beckens und in Lothringen zeigt er eine Korallenfazies, im Creuegebiet besteht hingegen eine bathyale Cephalopodenfazies. Sie nimmt den gleichen Raum wie die Woevretone ein. Kieselknollen treten in den Malmkalken Lothringens und am Rande der Ardennen häufig auf.

Gerölle dieses verkieselten Oolithgesteines mit Bruchstücken von Fossilien findet man heute in den Sanden von Boncelles (oberes Oligozän) im Süden von Lüttich und über diesen Sanden in einem Gebiet, das sich von der Baraque Michel im Hohen Venn über Lüttich bis nach Namur erstreckt. Sie entstammen einer jurassischen Bedeckung südlich dieser Linie und zeigen, daß die Jurabildungen, die heute dem Südrande der

Ardennen auflagern, sich noch im obern Oligozän und im Miozän weiter nach Norden über die Ardennen ausdehnten. Anderwärts sind solche Kieselknollen mit Malmversteinerungen auch aus dem Gebiet von Saargemünd und Saaralben bekannt geworden. Die gleichen Kieselknollen, aber ohne Versteinerungen, finden sich auch östlich Sierck bei Ritzingen.¹⁾

Aus diesen Vorkommen von oberem Dogger und von Malm östlich und westlich unsers Gebietes darf der Schluß gezogen werden, daß oberer Dogger und Malm auch einst unser Gebiet bedeckten.

Mit dem Portlandien macht sich die Hebungstendenz der alten Massive wieder geltend. Portlandien fehlt am Südrande der Ardennen vom Hennegau bis ins Departement der Meuse. Die verschiedenen Stufen der Kreide folgen auf Kimmeridge. Im Departement der Meuse und an der oberen Marne enthält diese Stufe im obern Teil ein Gemisch von marinen und brakischen Formen. Mit dem Portlandien werden Ardennen, Rheinisches Schiefergebirge und Oberrheinische Massive als Landbarren herausgehoben und auch unser Gebiet wird mit dem Herannahen der Kreidezeit zum Festland.

¹⁾ Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken, Straßburg, 1906, p. 245.

Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringens, 1887, p. 75.

D. NACHJURASSISCHE BILDUNGEN DES LUXEMBURGER GEBIETES.

ALLGEMEINES.

Jüngere marine Bildungen als die Vertreter der Humphriesi- und Blagdenischichten sind im Luxemburger Gebiet nicht mehr vorhanden. Es darf aber angenommen werden, daß nicht nur der ganze Dogger, sondern auch der Malm, wahrscheinlich sogar ein Teil der obern Kreide zur Ablagerung kam. Ein jedenfalls seit der obersten Kreide einsetzender Verwitterungs- und Abtragungsprozess, dessen Phasen sich nur in einzelnen großen Linien angeben lassen, ergab als Endresultat die heutigen Oberflächenformen.

Der Verwitterungs- und Abschwemmungsprozeß tendiert stets zur Schaffung einer gleichmäßigen Einebnungsfläche und steht in bezug auf Schnelligkeit des Abtragens, abgesehen von der klimatischen Beeinflussung, in enger Abhängigkeit von den tektonischen Vorgängen, welche denselben bald hemmend, bald fördernd regeln. Im Alttertiär ist eine Grenze zwischen den die Luxemburger Mulden umrahmenden alten Massiven und der Mulde selbst morphologisch nicht ausgeprägt. Die Aufwölbung des Hunsrücksattels, auf welcher die Antezedenz von Rhein, Saar und Mosel beruht, sowie der Ardennen, mit dem antezedenten Maaslauf, erfolgte frühestens im Pliozän und setzte durch das ganze Diluvium hin fort. Diese Bewegungen waren indeß keine einfachen Bewegungen en bloc, sondern ein seit dem Miozän einsetzender differentieller Vorgang, der an alte hercynische Strukturen und Richtungen anschloß und der weitspannige Falten schuf, die vielfach in Brüche übergehen. Die auf diesen differentiellen Bewegungen begründete stärkere Heraushebung der Rahmengebiete schuf hier kräftigere Abtragung und ein junges Relief, das den morphologischen Gegensatz zwischen Rahmen und Mulde, zwischen Oesling und Gutland, bedingt. Der Einfluß dieser differentiellen Bewegungen kommt auch im Einzelbild drastisch zum Ausdruck. Der Stromberg ist, beispielsweise, gegenüber dem Plateau von Bürmeringen gehoben. Infolge dessen ist er von der Erosion bis zum Nodosuskalk, das Plateau von Bürmeringen nur bis zu dem Gryphitenkalk abgetragen. Am Stromberg sind mithin rund 170 m mehr abgetragen worden als auf dem Plateau von Bürmeringen. Nicht als ob der Stromberg sich je 170 m über das Plateau von Bürmeringen erhoben hätte, sondern die gegenseitigen Verhältnisse mögen stets annähernd die gleichen gewesen sein. Aber der Stromberg unterlag einer stärkern Abtragung, weil er einer kräftigeren Aufwärtsbewegung ausgesetzt war.

Die aus dem Verwitterungsmaterial hervorgehenden Produkte konnten an Ort und Stelle verbleiben oder durch Abschwemmung verfrachtet und anderwärts wieder zum Absatz kommen. So entstanden die jüngern nachjurassischen Bildungen, die meist in lockern Anhäufungen auftreten und deren Entstehung schwer einem genauen Zeitabschnitt zuzuweisen ist, da gleichalterige organische Reste, abgesehen von Vorkommen in jüngern Flußablagerungen, darin nicht gefunden worden sind. Nur aus theoretischen Erwägungen und namentlich auf Grund der Analogie mit benachbarten Vorkommen, können Altershinweise gegeben werden.

Zu diesen jüngern Bildungen sind zu stellen: die Bohnerze, die Rasenerze mit dem Tertiärquarzit, die Lehme mit und ohne Kieselgerölle auf den Hochflächen und in größerer Entfernung von heutigen Flußläufen. Endlich wären die Vorgänge der Talbildungen und die damit zusammenhängenden Talterassen mit ihren Schottern und Lehmen zu erwähnen.



Fig. Nr. 25. — Das Bohnerzvorkommen von Differdingen nach DE PRÉMOREL (1855).

Vorkommen und Form der Lagerstätten.

Die Luxemburger Bohnerzvorkommen bilden die äußersten Ausläufer der ausgedehnten Lothringer Lager. Ein selbständiges, allseitig durch Erosion begrenztes Vorkommen erstreckt sich über das Kalkplateau zwischen Differdingen und Lasauvage. Die Vorkommen im Schloßbusch, Origerbusch, Rümelinger Heide, Oidemsbusch und Rodebusch bei Esch und Rümelingen bilden den Nordrand des Bohnerzgebietes auf dem Plateau von Aumetz, das zwischen Aumetz im Süden, Deutsch-Oth und Oettingen im Norden hinzieht. Sowohl in Lothringen wie in Luxemburg sind die Vorkommen auf die Korallenkalke und deren Vertreter beschränkt.

Die Bohnerze sind im allgemeinen konkretionäre Gebilde von grob konzentrisch-schaligem Aufbau und bräunlicher bis braunschwarzer Farbe. Sie haben durchgehends Erbsen- bis Walnußgröße. Manche gröbere Erzbohnen bilden ein Aggregat von kleinern, unregelmäßigen Knöllchen, die durch ein Brauneisengel verkittet und von einer grobschalig aufgebauten Brauneisenrinde umhüllt sind. Diese knolligen Massen können bis Kopfgröße erlangen. Vereinzelt kommen sogar größere Blöcke vor.

Neben dieser sehr verbreiteten Form tritt mehr untergeordnet ein anderer Typus auf. Er besteht aus mulmigem Eisenocker von hellgelber bis braunschwarzer Farbe, der nur zum Teil durch ein kieseliges Bindemittel zu platten Stücken von lamellarer Struktur, seltener zu Körnern, verkittet ist. Manche Stücke dieses Typus zeigen Hohlräume, die mit feinen Quarzkriställchen ausgekleidet sind.

Helle, eckige Quarzkörner trifft man übrigens fast in allen Bohnerzen. Der Quarz kann gelegentlich so angehäuft werden, daß der Bruch einen weißen Schimmer zeigt und das Erz schließlich in ein einschüssiges, äußerst festes Quarzgestein übergeht.

Die Erzbohnen und Knollen sind meistens in einen Ton von braunroter oder brauner Farbe eingebettet. Gewöhnlich steckt das quarzreichere Bohnerz in sandigem Ton, während das quarzarme Erz von reinerem Ton begleitet ist. Ausnahmsweise geht der sandige Ton in Sand über und nimmt eine helle, weißliche Farbe an. Manchmal sind dem Erze auch Quarzgerölle beigemischt. Nicht seltene Begleiter des Bohnerzes sind konkretionäre Körner und Knollen von undurchsichtiger, grauer bis dunkler Kieselmasse, welche sehr an die tertiären Süßwasserquarzite erinnern. Bei Differdingen fand ich einen zirka 100 kg schweren Block dieser dunkeln Kieselmasse. Kieselsäure kam jedenfalls reichlich zum Niederschlag. So trifft man im Billert, nahe der Landesgrenze, in gelbem Lehm haufenweise größere Blöcke, welche nach Farbe und Form den Bohnerzblöcken gleichen, aber nur 21—23% Eisen, dagegen 60—63% unlösliche Kieselsäure aufweisen. Doch begegnete ich in den Bohnerzvorkommen nie die typischen, gelblichen Tertiärquarzite, welche das Raseneisenerz massenhaft begleiten.

Die zwischen Tonen und Lehmen eingebetteten Bohnerze erfüllen unregelmäßige Vertiefungen des Korallenkalles, die teils schlauchartig von oben in den Kalkstein eindringen, teils spaltenartige, nach oben sich erweiternde Hohlräume bilden. Diese Hohlraumausfüllungen folgen in Lothringen und in Luxemburg in ihrer Längserstreckung der variscischen Streichrichtung, seltener ziehen sie in meridionaler Richtung. Diese Hohlräume entsprechen durch die Erosion erweiterten Spaltensystemen, deren Ausfüllungsmasse, vorwiegend aus erzführenden oder erzfreien roten Lehmen bestehend, sich über der Kalkoberfläche in Form flacher Hügelzüge deckenartig erhebt und strahlenförmig ausbreitet, so daß die Ausfüllmassen der verschiedenen Hohlraumssysteme an der Oberfläche eine ununterbrochene Decke bildet. Infolge dieser Anordnung sind die Erzbohnen führenden Lehme an manchen Punkten, wo sie auf der Kalkoberfläche aufliegen, kaum einige Dezimeter, über den Hohlräumen aber 6 bis 10, ausnahmsweise bis über 30 m mächtig.

Diese ganze Anordnung weist darauf hin, daß das Bohnerz einst eine zusammenhängende Decke über dem von Spalten und Ausfurchungen durchzogenen Weißkalkplateau bildete und in den Hohlräumen eine besonders hohe Mächtigkeit besaß. (Fig. Nr. 25.)

Ein verkarstetes und verkarrtes Kalkplateau war durch die Bohnerzbildung eingehüllt worden, doch blieben infolge jüngerer Erosion hauptsächlich nur die Hohlraumausfüllungen erhalten.

Analysen von Bohnerzen und dem sie begleitenden Lehm.

Lfd. Nummer	Herkunft der Proben	Unlöslicher Rückstand	Gesamt SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Gesamt — Fe	Mn	S	Glühverlust	Analytiker	Bemerkungen
1	« Gro'ven » bei Differdingen . . .	17.39	—	0.00	0.00	Spuren	0.369	56.50	—	—	12.25	P. SCHULTZ 1925	} Aus dem roten Lehm in einem Trichter im Korallenkalk
2	» » » »	23.50	—	7.48	0.00	0.07	0.507	42.26	—	—	10.90	» » »	
3	Steinbruch im obern Ellergrund bei Esch	—	17.22	2.73	0.20	0.22	0.39	50.03	0.24	0.045	6.96	Labor. «Rote Erde» Esch 1928	} Aus dem roten Lehm über dem Korallenkalk
4	» » » »	—	22.64	2.73	0.20	0.17	0.12	49.88	0.20	Spuren	9.96	» » » » »	
5	Schloßbusch bei Esch	14.72	14.00	1.43	Spuren	0.26	Spuren	50.78	0.04	Spuren	10.58	» » » » 1943	} Brauner, stark eisenhaltiger Quarzit in groben Blöcken in lehmigem Sande. Lehmiger Sand, Begleiter der Proben 6 u. 7. Bohnerz aus dem verlassenen Tagebau. Bohnerz aus einem frühern Abbau. Bolus in Begleitung der Probe Nr. 10. Bohnerz aus einem frühern Abbau. Lehmiger Sand, Begleiter von Probe Nr. 12.
6	Billertwald, südl. des Weges n. Oettingen	61.20	60.08	0.91	Spuren	0.16	0.15	23.15	0.02	Spuren	4.88	» » » » »	
7	» » » »	64.09	63.12	0.83	Spuren	0.17	Spuren	21.47	0.03	Spuren	4.58	» » » » »	
8	» » » »	67.48	61.16	11.81	2.04	0.80	0.12	9.77	0.14	Spuren	6.16	» » » » »	
9	Oettinger Wald, Borne de fer ..	38.65	38.10	0.50	0.04	Spuren	0.28	37.62	Spuren	Spuren	7.22	» » » » »	
10	Kirchberg bei Niederkorn	—	14.04	5.60	0.16	Spuren	0.57	47.45	0.14	—	10.90	» » » » 1944	
11	» » » »	54.43	47.88	22.20	1.12	1.17	0.16	11.41	0.04	Spuren	9.56	» » » » »	
12	Thillenberg bei Differdingen . . .	22.64	20.94	7.55	0.24	Spuren	0.22	42.04	Spuren	Spuren	10.80	» » » » »	
13	» » » »	66.85	61.91	13.73	0.76	0.29	0.10	11.73	0.12	Spuren	6.14	» » » » »	

Die Hohlräume reichen nicht tiefer als bis an die Basis der hellen Korallenkalke. An der mehr mergeligen Entwicklung an der Grenze von Weißkalk (Korallenkalk) und Hohebrückner Kalk setzt die Höhlenbildung ab, weil hier eine Art von Wasserstauer besteht. Das einst in den Spalten des Korallenkalkes zirkulierende unterirdische Wasser, das die Spalten zu Hohlräumen ausweitete, staute sich auf dieser weniger durchlässigen Gesteinschicht. Das beweist, daß die Hohlräume nicht von aus der Tiefe aufsteigenden Quellen gebildet wurden, sondern daß diese unterirdischen Wasserläufe von der Oberfläche her gespeist wurden.

Der Abbau der Bohnerze ging in diesen Spalten und Hohlräumen um. Boden und Wände der Räume sind mit Lehm ausgekleidet und der ganze Hohlraum ist mit gelbem oder ockerfarbenem Lehm und mit Lagen von Sand erfüllt. Hierin ist das Erz in Körnern, Knollen, eckigen, platten Stücken oder in größern Blöcken eingebettet. Irgend eine Regelmäßigkeit ist in der Lagerung nicht zu erkennen. Außer vereinzelt marinen Muscheln, die aus dem umgebenden Kalk stammen, ist bei uns, nach den Angaben von A. DE PRÉMOREL (1855), niemals eine Versteinerung im Bohnerz gefunden worden.¹⁾

Chemische Zusammensetzung der Bohnerze. Die Bohnerze sind Eisenoxyhydrate mit verschiedenem Wassergehalt. Phosphor ist in höchst geringen Mengen enthalten. Diesem Umstande verdanken die Bohnerze ihren Ruf als Rohmaterial für ein vorzügliches Eisen. Der Kalkgehalt ist unbedeutend, doch ist das Erz vielfach durch beigemengten Sand, Quarzkriställchen oder amorphe Kieselsäure, sowie durch Ton mehr oder weniger verunreinigt. Reine Varietäten des das Erz begleitenden Tones werden als « Bolus » bezeichnet.

Nebenstehende Tabelle gibt eine Übersicht über die Zusammensetzung des Bohnerzes und des begleitenden Lehmes im Luxemburger Gebiete.

Alter des Bohnerzes unsers Gebietes. Organische Reste, die eine Altersbestimmung der Bohnerze auf dem Doggerplateau Luxemburgs und Lothringens zuließen, fehlen in beiden Gebieten. Auf Grund der Analogie der Lagerungsverhältnisse sowie der ganzen Ausbildungs- und Entstehungsweise mit den anschließenden Vorkommen im Elsaß, in Württemberg und der Schweiz, gehört alles Bohnerz nach seiner Bildungszeit in das mittlere und obere Eozän.

In all diesen Gebieten stellen die Bohnerze terrestrische Bildungen dar, die nach ihrer Entstehung zeitlich an die Verwitterungsvorgänge des Eozäns, räumlich an die Kalkablagerungen des Doggers und Malms, höchstens der Kreide gebunden sind. Meistens ist es nur in Taschen dieser Kalke erhalten geblieben. Nur stellenweise, wie im Schweizer Jura, wird es von oligozänem Meeressand eingedeckt und ist demnach älter als dieser. Auf Grund eingehender Untersuchungen der reichen Fauna der Schweizer Bohnerzformation konnte L. ROLLIER²⁾ nachweisen, daß in den ungestörten primären Lagerstätten nur eozäne Tierformen auftreten, daß die Bohnerze zwar auch jungtertiäre, ja sogar pleistozäne Tierformen einschließen können, die Erze dann aber sich stets auf sekundärer Lagerstätte finden. Die Bildungszeit liegt also ausschließlich im Eozän. Aufarbeitung und Umlagerung aber können bis in das ältere Diluvium vor sich gegangen sein.

Dementsprechend sind die lothringisch-luxemburgischen Bohnerze Bildungen, welche an die terrestrischen Verwitterungsvorgänge gebunden sind, die während der in dem Eozän einsetzenden Festlandsperiode in den Kalkablagerungen des Obern Doggers und des Malms vor sich gingen.

Entstehung der Bohnerze.

Die ältere Ansicht, daß die Bohnerze durch heiße Quellen gebildet wurden, ist unhaltbar. Manche Einzelercheinungen, welche, auf beschränktem Raume betrachtet, als Quellenphänomene gedeutet werden könnten, erhalten ihre einfache Erklärung erst dann, wenn wir die Bohnerzformation als Ganzes durch den gesamten Mitteleuropäischen Juraraum betrachten.

¹⁾ DE PRÉMOREL, A. : Rapport sur le terrain minier de Differdange. — Soc. science nat. du G.-D. de Luxembourg. T. 3. p. 192—195 ; année 1855.

²⁾ ROLLIER, L. : Die Bohnerzformation oder das Bohnerz und seine Entstehungsweise. — Vierteljahrsschr. d. naturforsch. Ges. Zürich. Jahrg. 50, 1905 p. 150 ff.

Die Bohnerzformation besteht aus Ablagerungen von eisenschüssigen, roten, braunen, gelben, seltener weißen Tonen, dem Bolus, welchem Konkretionen von Limonit, die Erzbohnen, eingelagert sind. Letztere bilden nur einen geringen Teil der Gesamtmasse. Die Tone können sandig werden und in lehmigen Sand übergehen. Nach seiner Entstehung und chemischen Zusammensetzung gehört der Bolus zu den Bauxiten und Lateriten. Diese Bildungen, welche stets in schlot- und spaltenartigen Vertiefungen von mächtigen Kalksteinen liegen, entsprechen, nach dem Vorkommen einzelner unverwitterter Blöcke, in ihrer Zusammensetzung stets dem schwer löslichen Rückstand jetzt zerstörter Dogger- und Malmkalke.

Kalkstein ist nie rein, sondern enthält stets einen, mengenmäßig wechselnden, Rückstand von Al-Silikaten, Eisen und zum Teil freier Kieselsäure. Bei der Verwitterung verbleibt dieser Rest und wird in den durch Auflösung der kalkigen Unterlage entstandenen Vertiefungen angehäuft, wo dann weitere Umsetzungen vor sich gehen. Je nach den klimatischen Bedingungen können diese Rückstände Lehm, Roterden oder Bauxit liefern. Bezeichnend für den bauxitisch-lateritischen Verwitterungsprozeß ist ein Zerfall dieser Rückstände in Tonerdehydroxyd und Eisenoxyd, wobei auch die Kieselsäure der Al-Silikate in Lösung geht. Aus 18 verschiedenen Proben des Weißkalkes von dem Plateau von Differdingen hat P. SCHILTZ¹⁾ eine Zusammensetzung ermittelt, die zwischen folgenden Extremen schwankt:

Unlöslich in HCl	1.10—3.50%
Al ₂ O ₃	0.40—1.00%
Fe	0.75—1.60%
CaO	55.0—52.0%
MgO	0.30—0.60%

Wurde alles CaO und MgO ausgelaugt, so verblieb ein Rückstand folgender Zusammensetzung:

Unlöslich in HCl	49.0—57.30%
Al ₂ O ₃	17.70—16.60%
Fe	33.30—26.20%

Lateritischer Zerfall tritt im allgemeinen nur da auf, wo die Verwitterung während einer langen Festlandsperiode unter tropischem Klima vor sich geht. Das traf im Eozän in unsern Gebieten zu. Dabei konnte der entstandene Laterit sekundär umgelagert, transportiert und wieder abgelagert werden, wobei beim Transport erhebliche Mengen von sandigem und tonigem Material beigemischt wurden. Das vielfache Vorkommen von Kieselknollen in der Bohnerzformation ist ebenfalls eine Folge lateritischen Verwitterungszerfalles, wobei die Kieselsäure der Al-Silikate in Lösung ging und sich wieder in Form von konkretionären Knollen absetzte oder die Kalkwände verkieselte.

Der Phase der Roterdenbildung, bei welcher, wie erwähnt der Rückstand des aufgelösten Kalksteines in Tonerdehydroxyd umgewandelt und das Eisen in Lösung ging, folgte höchst wahrscheinlich die Bohnerzbildung in einer zweiten getrennten Phase. Das in Lösung gegangene Eisen schlug sich ursprünglich in der ganzen Lateritmasse in mehr oder weniger gleicher Verteilung als Ferrihydroxyd nieder und verursachte die verschiedene rote und braune Tönung des Laterites. In dieser zweiten Phase mußte es zu einer Umlagerung kommen, wobei das Eisen wanderte und sich darauf in Konkretionen wieder absetzte. Diese Vorgänge entsprechen der Bildung der eigentlichen Erzbohnen. Damit nun das Eisen, das als Ferrihydroxyd in diffuser Verteilung im Laterit vorhanden ist, wanderungsfähig wird, muß es wieder in Lösung gebracht werden. Dies kann nur durch Zufuhr von Kohlensäure geschehen, welche das Eisen zeitweilig als Bikarbonat löslich macht, während die Kohlensäure mit der Tonerde keine Verbindung eingeht, so daß Eisen und Tonerde getrennt werden. Das gelöste Eisenbikarbonat konnte in das Grundwasser gelangen und hier so lange wandern als eine reduzierende Atmosphäre herrschte und jegliche Elektrolyte fehlten. Traf aber der Grundwasserstrom mit sauerstoffreichem Kalkwasser zusammen, wie das in verkarsteten Gebieten leicht möglich ist, so kam es zur Ausfällung und Konzentration des

¹⁾ SCHILTZ, P.: Das Bohnerz der Juraformation Luxemburgs. — Inst. G.-D. de Luxbg., sect. sciences nat. et math., N. S. t. 9. p. 45. Luxembourg 1925.

Eisens an bevorzugter Stelle bei Anwesenheit eines Konzentrationszentrums. Ging der Vorgang längere Zeit vor sich oder wiederholte er sich öfters, so entstanden größere konkretionäre Erzbohlen.

Da in den reinen Tonen die Durchlässigkeit für Wasser gering ist, fehlen hier die Erzbohlen oder sind sehr klein. An der Grenze von sandigen Tonen und Lehmen, wo sich die Lösung staute, fiel das meiste Eisen aus. In den tonigen Sanden schließt dasselbe naturgemäß viele Quarzkörner ein.

Man kann auch annehmen, daß die Eisenbikarbonat führenden Sickerwasser als Mittelwasser in einem reduzierenden Milieu verblieben und nicht in den Grundwasserstrom gelangten um dann in der Trockenzeit im Laufe der Verdunstungsvorgänge kapillar nach oben zu wandern, wobei das gelöste Eisen in Berührung mit den obern sauerstoffreichern Lagen der Bodenluft als Brauneisen ausfiel. Bei periodischer Wiederholung bildeten sich so stärkere Eisenkrusten. Diese Krusten konnten der Umarbeitung unterliegen und in eckigen Stücken in Spalten und Hohlräumen oder auf der Kalkoberfläche zwischen lehmigen Verwitterungsprodukten angehäuft werden.

Diese beiden Vorgänge, die Wanderung der Eisenlösung mit dem Grundwasser und deren Ausfällen durch Hinzutreten von Elektrolyten, sowie auch die Ausfällung im Verlaufe des Verdunstungsvorganges, der die Eisenbikarbonatlösung durch kapillaren Aufstieg in Berührung mit sandstoffreicher Bodenluft brachte, konnten nebeneinander und nacheinander vor sich gehen.

Die Lösungsrückstände der abgetragenen Kalkmassen füllten nicht nur die Vertiefungen der Kalkunterlage aus, sondern häuften sich auch auf der Oberfläche zu einer Decke an, die alles einhüllte. Diese Decke unterlag natürlich allen Zufälligkeiten des Transportes loser Massen, wobei die Erzbohlen gerollt und die Tone mit jüngern Sanden und Lehmen vermischt wurden. Auch anderwärts gebildete Konkretionen und vereinzelt Quarzgerölle konnten so in die eozänen Bildungen hinein gelangen. Auch jüngere Tierreste, sogar solche diluvialen Alters, konnten bei der Umlagerung in die Bohnerzformation hinein geraten. Die ursprüngliche Lagerungsverhältnisse können deshalb nur mehr in den Schloten und Hohlräumen des unterlagernden Kalkes erwartet werden.

Die Bohnerzformation umfaßt also Bildungen eines festländischen lateritischen Verwitterungsprozesses, unter tropischem Klima bei dem stets ein charakteristischer Zerfall in Tonerdehydroxyd und Eisenoxyd eintritt, wobei sehr wahrscheinlich in einer zweiten Bildungsphase das zuerst diffus verteilte Ferrihydroxyd wieder in Lösung gebracht wurde und dann wieder in konkretionären Erzbohlen niedergeschlagen wurde. Sowohl nach der stratigraphischen Lagerung wie nach dem paläontologischen Inhalt ging die Bildung des Bohnerzes im Eozän vor sich, doch konnten spätere Umlagerungen eintreten.

Die Rolle des Bohnerzes in unserer alten Eisenindustrie.

Die berühmte alte Eisenindustrie Lothringens beruhte ausschließlich auf der Grundlage des Bohnerzes und dieses Erz verdankte seinen begründeten Ruf dem Umstand, daß es gar keinen oder doch höchst geringe Mengen Phosphor enthält. Das Bohnerz wurde als *minerai de fer fort* bezeichnet, weil es ein phosphorfrees Roheisen lieferte, aus welchem durch Frischen ein zähes, gutes Schmiedeeisen hergestellt wurde. Die schönen, schmiedeeisernen Kunstwerke Lothringer Städte und Schlösser sind aus diesem Eisen hergestellt. Das Bohnerz wurde erst seit Mitte des 19. Jahrhunderts von der *Minette* allmählich verdrängt und nach 1860 der Abbau in unserm Lande ganz eingestellt. Die Lager sind übrigens erschöpft. Sie wären auch bei den Ausmaßen unserer heutigen Eisenindustrie bedeutungslos. Innerhalb der heutigen Grenzen unsers Landes wurde das Bohnerz intensiv abgebaut und in den Hochöfen von Oettingen und Lasauvage mit Holzkohlenfeuerung verhüttet. Die andern Eisenhütten des Landes innerhalb der heutigen Grenzen beruhten zu dieser Zeit auf dem *Rasenerz*, das als *minerai de fer tendre* bezeichnet wurde, weil es phosphorhaltig ist und ein phosphorhaltiges, kaltbrüchiges und weniger gutes Eisen lieferte. Nur das Eisenwerk von Berburg verhüttete eine Mischung von $\frac{2}{3}$ Bohnerz und $\frac{1}{3}$ *Rasenerz*. Das Eisen von Berburg war besonders geschätzt.

Die einzigen Spuren, welche in unserm Gebiete von dem Bergbau auf Bohnerz übrig blieben, bestehen in flachen Senken und Halden, die man in den Feldern und Wäldern vom Rodenbusch bei Rümelingen im Osten

bis zum Schloßbusch bei Esch im Westen und auf dem Plateau des Thillenberg und des Kirchberges bei Differdingen antrifft. Die schlauch-trichter- und spaltenförmigen Hohlräume, welche die Hauptmasse des Erzes geliefert haben, beobachtet man in kleinem Maßstabe in den meisten Steinbrüchen des Weißkalkes auf dem Doggerplateau. Sie sind mit einer lehmigen Masse von gelber Farbe, vielfach mit roter oder rotbrauner Streifung, ausgefüllt, in welcher vereinzelt Erzbohnen eingebettet sind. Der Abbau auf dem Plateau von Differdingen wurde gegen 1852 eingestellt. Die Lager bei Rümelingen wurden bis gegen 1860 für die Hütte von Oettingen abgebaut. Alle Lager sind übrigens erschöpft und nur mehr in verstürzten Resten angedeutet.

Eine zur Zeit des Abbaues aufgenommene bildliche Darstellung einer Lagerstätte unsers Gebietes besitzen wir nur von Differdingen.¹⁾ Der Abbau ging in vier Hauptspalten um, die in der Richtung SW—NE verlaufen. Dazu kommen noch N—S streichende Nebenspalten. Boden und Wände aller Spalten sind mit gelbem Lehm bekleidet und der ganze Hohlraum mit hellem Lehm, der stellenweise rot oder ockerfarben ist, und mit Lagen von Sand erfüllt. Hierin ist das Erz in Körnern, Knollen, eckigen, platten Stücken oder größern Blöcken eingebettet. Irgend eine schichtenartige Lagerung ist nirgends zu erkennen. Alle Spaltensysteme sind in ihrem zentralen Teile am ergiebigsten gewesen, nach den Ausläufern hin wurde das Erz mehr ockerartig und weniger reichlich. Nach den beigegebenen Zeichnungen sieht man wie die Ausfüllungsmasse sich flach deckenförmig über den ausgefüllten Hohlräumen erhebt und von dieser flachen Schwelle das Erz führende Material über das Plateau verschwemmt ist. In flachen talartigen Vertiefungen des Plateaus bildet das verschwemmte Material wieder größere sekundäre Anreicherung, doch sind die Bohnen kleiner als in den Hohlräumen. Eine wenig mächtige Humusdecke überkleidet überall den erzführenden Lehm.

Das Erz war von guter Qualität, wetteiferte mit dem berühmten Vorkommen von la Ruelle und St. Pancré an der belgisch-französischen Grenze und gab 38% Roheisen. Statistische Angaben über die abgebauten Erzmengen liegen nicht vor. Doch produzierte das Hüttenwerk von Lasauvage, in welchem das Erz verhüttet wurde, gegen 1849 jährlich 1000 Tonnen Roheisen.

JUNGTERTIÄRE BILDUNGEN (d'). RASENEISENERZ (d'x) NEBST TERTIÄRQUARZIT (d'y).

Vorkommen.

Von der Bohnerzformation sind nach Ursprung, Alter und Lagerungsverhältnissen verschieden die Bildungen von Brauneisenerz in Stücken und koncretionären Knollen die in gelben, sandigen Lehmen eingebettet sind. Nach ihrer Entstehung sind sie zu den Rasenerzen zu stellen. Sie werden stets von eigentümlichen Quarziten in Knollen und Blöcken begleitet, die als Tertiärquarzit, Braunkohlenquarzit oder *pierre de Stonne* bezeichnet werden. Das Hauptvorkommen der Erze in unserm Lande ist das Gebiet zwischen der Attert im Norden, der Alzette im Osten und dem Doggerplateau im Süden. Sie setzen über die westliche Landesgrenze in das belgische Luxemburg fort. Die sie begleitenden Tone und besonders die Tertiärquarzite reichen weit über die Erzvorkommen hinaus: im Westen bis an die Linie Carignan-Stenay, im Osten an die Saar und über Bitburg und Speicher bis in die Vordereifel, gegen Süden bis auf das Plateau von Langres zwischen Maas und Mosel. Doch sind in diesen Gebieten die Quarzite und Tone nur gelegentlich von vereinzelt Brauneisenkoncretionen begleitet.

Als Hauptvorkommen der Rasenerze sind in unserm Lande folgende Gebiete zu unterscheiden: Linger — Hierschtberg — Athus — Küntzig, Bettingen — Schuweiler — Bettembourg — Abweiler — Berchem, Garnich — Holzem — Mamer, Grass — Kahler — Kleinbettingen — Sterpenich, Strassen — Merl, Hesperingen — Pulvermühle, Mersch — Pettingen — Cruchten, wozu noch eine ganze Reihe kleinerer, isolierter Relikt-vorkommen hinzuzufügen wären. (Vgl. Karte auf Tafel II).

¹⁾ DE PRÉMOREL, A. a. a. O.

Die Bezeichnung «Rasenerz» für diese koncretionäre Brauneisenbildungen im lehmigen Verwitterungsboden scheint etwas ungenau, weil dieser Begriff für rezente Eisenerzablagerungen gilt, die unter kühlem, feuchtem Klima in Niederungsmooren auftreten.

Faßt man den Begriff des Rasenerzes etwas weiter, so ist bezeichnend für diese Erze deren Entstehung nahe der Oberfläche durch Wiederabsatz von gelöstem Eisen in dem Grundwasserstrom oder nahe dessen oberer Grenze in durchlässigem Verwitterungsboden oder in Niederungsmooren. Das Rasenerz wird dort ausgeschieden, wo die im Grundwasser wandernden Eisenlösungen durch den Sauerstoff der luftdurchlässigen Verwitterungszone oxydiert werden oder wo das Grundwasser mit dem durchlüfteten Oberflächenwasser in Berührung kommt. In chemischer Hinsicht führt das Rasenerz stets einen beachtlichen Gehalt an Phosphor, der höchst wahrscheinlich aus dem Phosphorgehalt der Humussole herrührt, die bei der Abscheidung des Eisenerzes eine Rolle spielen.

Vergegenwärtigt man sich die genetischen Verhältnisse und die chemische Zusammensetzung der bei uns in Betracht kommenden Brauneisenkonkretionen, so stehen dieselben in geologisch-chemischer Beziehung dem Rasenerz am nächsten, haben aber auch mit dem Eisenortstein und den Eisenkrustenbildungen gemeinsame Merkmale, ohne aber mit diesen Bildungen identisch zu sein. Am zutreffendsten darf man dasselbe wohl als ein fossiles Rasenerz aus der Braunkohlenzeit bezeichnen.

Die gelben Lehme mit eingebetteten Brauneisen- und Quarzitknollen sind solch weit verbreitete, charakteristische Bildungen, daß man von einer Rasenerz-Quarzitformation sprechen kann, die man auf den Hochflächen über den heutigen Talsystemen auf ihrer primären Lagerstätte antrifft. Vielfach sind aber die Lehme ausgewaschen und die Brauneisen- und Quarzitknollen liegen auf jüngern Flußterrassen oder in den alluvialen Talniederungen. Sie sind hier auf sekundäre Lagerstätten verschwemmt und umgelagert worden. Auch auf den Hochflächen kann der Lehm weggeschwemmt sein, so daß nur die widerstandsfähigeren Knollen als Relikte der Ablagerung übrig blieben.

Bei ungestörter primärer Lagerung ruhen die mit Lehm und lehmigen Sand vermischten Knollen auf einer Unterlage von fettem, geblichem bis weißem Ton und werden von einer wechselnd mächtigen Lage von tonigem und sandigem Material, das in die Ackererde übergeht, eingedeckt. Die unterlagernden, fetten Tone bilden einen Wasserstauer, auf welchem sich in dem überlagernden, mehr durchlässigen Material ein Grundwasserstrom bewegt, nahe dessen oberer Grenze die Eisenerzkonkretionen auftreten. An den Gehängen der Plateaus streichen die Erz- und Quarzitknollen aus und häufen sich vielfach an. Von hier ab besteht dann meistens eine Verbindung durch verschlepptes Material bis zu den tiefer liegenden sekundären Lagerstätten im Bereiche der heutigen Flüsse. Obwohl auf den Hochflächen die Knollen ursprünglich von Lehm eingedeckt waren, trifft man infolge Verschleppung, Abtragung und Durcharbeitung des Bodens durch den frühern Abbau des Rasenerzes die Gerölle meistens auch auf der Hochfläche in verstreuten Stücken an.

Ausbildungsweise der Quarzite und Brauneisenstücke.

Die Quarzite zeigen die Form von kleinen, vielfach unregelmäßig geformten Knollen sowie von größern Blöcken und Platten, die teils zwischen den Brauneisenstücken in dem gelben Lehm, teils ohne die Begleitung von Lehm und Eisenerzstücken auf anstehenden Lias- und Triasschichten liegen. Für die größern Blöcke und Platten trifft letzteres gewöhnlich zu. Auf den Devonschichten unsers Oeslings sind sie nie beobachtet worden. Von über meterlangen, plattigen Stücken und über 1 Tonne schweren Blöcken bis zu kaum Taubenei großen Geröllen sind alle Ausmaße vorhanden. Stücke, die irgend eine Spur eines Transportes zeigen, trifft man nur auf sekundärer Lagerstätte, während sie auf primärer Lagerstätte bei jeder Größe kantig, knollig, löcherig und unregelmäßig geformt sind und stets eine geglättete, nie eine rauhe Oberfläche zeigen. Bei den größern Blöcken und Platten findet man zuweilen durchlöchernte Stücke. Diese röhrenförmigen Löcher sind 4—5 cm weit und in ihrem Verlaufe gebogen oder gar geknickt. Alle Stücke auf primärer Lagerstätte zeigen Firnißglanz, ähnlich dem Wüstenlack der Gerölle arider Gegenden.

Die Quarzite sind Gesteine von lichtgrauer bis hellgelber Farbe und dichtem, gleichmäßigen Bruch. Größere Stücke sind vielfach kavernös, etwas sandig und erscheinen meist aus einer großen Anzahl kleinerer

Knollen zusammengekittet. Sie sind äußerst hart; eine Spaltbarkeit nach irgend einer Richtung ist nicht vorhanden. Das Korn ist sehr fein, selten grobsandig. Hin und wieder umschließen die Knollen auch kleine Gerölle. Die Umrisse sind scharf, die Härte ist gleichmäßig. Nur ausnahmsweise trifft man Blöcke, die einen Außenrand von mehr gelockerter Sandmasse zeigen. Brauneisenkörner sind vielfach auf der Oberfläche und in der Masse eingestreut. Die Beimengung von feinverteiltem Limonit kann so zunehmen, daß alle Übergänge vom eisenschüssigen Quarzit zum kieseligen Brauneisen vorhanden sind. Von Versteinerungen sind in den Quarziten nur sehr vereinzelt Steinkerne von *Helix* gefunden worden.

Die Brauneisenstücke sind teils plattig, teils knollig, oder von unregelmäßiger Gestalt, vielfach löcherig, grob konzentrisch-schalig oder erscheinen aus kleinen, kugeligen Brocken zusammen gekittet. Sie umschließen manchmal mit feinem Quarzbelag ausgekleidete Hohlräume, die außerdem Klümpchen von stark eisenschüssigem Ton einschließen. Quarzkörner sind in verschiedenster Menge beigemischt. Ebenso wie die Bohnerze sind es durchwegs konkretionäre Bildungen. Die Farbe ist braun bis braunschwarz, die Oberfläche firnißglänzend. Stücke bis zu mehreren Zentnern Gewicht wurden beim Abbau angetroffen, doch bleibt die Größe meistens unter dem Umfang einer Faust. Stücke auf primärer Lagerstätte zeigen nie eine Spur der Abnutzung durch Transport.

Der Lehm. Brauneisen- und Quarzitknollen bilden stets nur einen sehr geringen Teil der Raseneisen-Quarzitformation, die in der Hauptsache aus einem gelben, mehr oder weniger sandigen Lehm besteht, der durch hellere und dunkle Streifen, sandige Bänder oder Lagen von Erz- und Quarzitknollen eine grobe Schichtung aufweist. Linsen von lehmigem Sande sind eingeschaltet. Die Erz- und Quarzitknollen können ganz fehlen wie beispielsweise in dem früher als Töpfererde gebrauchten Lehm von Nospelt.

Der Lehm ruht auf hellem, gelblichem, plastischem Ton, der stets erzfrei ist und eine geringe Mächtigkeit aufweist. Dieser Ton lagert den verschiedenen liasischen Schichten des Untergrundes unmittelbar auf.

Chemische Zusammensetzung der verschiedenen Bildungen der Rasenerz-Quarzitformation.

Rasenerz und Bohnerz unterscheiden sich grundsätzlich durch den verschiedenen Gehalt an Phosphor. Das Bohnerz ist phosphorarm bis phosphorfrei, das Rasenerz hat einen Gehalt an P_2O_5 , welcher dem der Minette mindestens gleichkommt, ja diesen vielfach übertrifft. Wegen des hohen Gehaltes lieferte das Rasenerz ein minderwertiges Eisen und wurde deshalb als *minerai de fer tendre* bezeichnet. Der SiO_2 -gehalt ist in den eisenreichen Stücken klein, doch gibt es alle Übergänge vom Rasenerz über den eisenschüssigen Quarzit zum reinen Quarzit. Auch der gelbe Lehm zeigt wechselnden SiO_2 -gehalt, so daß man alle Übergänge von der gemeinen Töpfererde zum Formsand und zum lehmigen Feinsand hat. (Vgl. auch die Analysen p. 311).

KURZE BESCHREIBUNG EINIGER HAUPTVORKOMMEN.

A. Vorkommen von Rasenerz, begleitet von Tertiärquarzit.

Die Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse der Rasenerzvorkommen sind heute recht spärlich. Man ist stets auf gelegentliche Aufschlüsse in Wegeinschnitten, bei Baugruben, Flußanrissen oder Bachkorrekturen angewiesen. Von dem weit verbreiteten frühern Abbau sind kaum andere Spuren als die flachen Senken in den Feldern und Wäldern geblieben. Einzelne Angaben über die Mächtigkeiten der Rasenerze und über die Lehmdecke sowie über die Ergiebigkeit finden sich bei CH. CLÉMENT.¹⁾

1. Das Gebiet von Linger-Hierschtberg-Athus-Küntzig.

Die primäre Lagerstätte, die als Typus der Vorkommen gelten kann, zieht sich über den zwischen Athus und Linger gelegenen Bergrücken hin, der sich nach Norden hin plateauartig ausweitet, und eine mittlere Höhenlage von 380 m aufweist. Das Liegende wird von Jurensis-Mergeln gebildet. Von dem Plateau ist das Erz in die

¹⁾ CLÉMENT, CH.: Aperçu général de la constitution géologique et de la richesse minérale du Luxembourg. — Arlon 1864.

Chemische Analysen von Rasenerzproben.

Lfd. Nummer	Herkunft und Bezeichnung der Proben	Unlös. Rückstand	Glühverlust	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Mn	Fe	P ₂ O ₅	S
1	Küntzig; Nordrand des «Lamberg», Probe 1a aus gelbem, sand. Lehm	—	10.80	10.40	2.57	0.20	0.21	—	51.85	1.74	0.13
2	» » » » Probe 1b » » »	—	12.12	4.52	3.47	0.20	0.21	—	54.09	2.24	0.17
3	» » » » Probe 1c, auf Posidonienschiefer	—	12.04	7.16	2.87	0.20	0.36	—	52.97	1.64	0.13
4	Küntzig, Jungenbusch, nahe der Staatsstraße	—	9.80	11.35	1.03	0.50	0.45	—	52.00	2.17	0.0
5	Schweiler, Westrand des «Schullerwald» Probe 6a	—	10.72	7.76	0.70	0.20	0.0	—	55.55	1.32	0.0
6	» » » » Probe 6b	—	11.60	6.72	2.40	0.20	0.0	—	53.76	2.42	0.0
7	» Südrand des «Schullerbusch», Probe 6c	—	11.0	6.24	1.40	0.20	0.15	—	55.10	2.60	0.15
8	» Felder südl. des Schullerbusch, Probe 8a	—	11.20	7.37	2.13	1.33	Spuren	—	54.46	1.98	Spuren
9	» » » » Probe 8b	—	11.30	9.52	3.35	1.96	»	—	51.80	2.32	»
10	Goetzingen, westlich des Dorfes	—	10.40	14.10	13.96	Spuren	»	—	47.72	1.34	»
11	Zwischen Merl und Strassen	—	10.55	6.35	3.90	2.50	—	—	53.26	2.17	—
12	Kahler, im Bachbett	—	9.30	23.70	4.27	0.25	Spuren	0.45	43.33	1.40	—
13	» im Felde, südlich des Dorfes	—	11.85	3.90	5.44	Spuren	»	—	57.25	1.84	—
14	Garnich, Rehberg, Probe 13b, liegt unmittelbar auf em Macigno.	—	11.30	4.88	2.00	0.20	»	0.19	55.44	1.97	—
15	» » » » Probe 13c	—	11.50	4.48	1.00	0.20	»	0.21	56.00	2.58	—
16	Niederkerschen, an der Straße nach Küntzig	—	9.60	8.80	5.88	0.98	»	—	53.41	1.85	—
17	Mamer, gewaschenes Erz von der alten Wäsche	—	10.30	7.20	7.85	Spuren	»	—	50.50	2.53	—
18	Kleinbettingen, Erzfeld	—	11.35	6.16	3.12	»	»	—	54.43	1.65	Spuren
19	Linger, im Wessigbach, Probe 9b	—	8.80	33.05	4.55	1.40	»	—	37.05	1.32	0.0
20	» » » » Probe 9c	—	11.30	8.45	5.20	1.19	»	—	52.22	1.98	0.0
21	» » » » Probe 9d	—	10.40	8.56	1.94	0.80	0.0	—	53.08	2.16	0.0
22	» » » » Probe 9g	—	11.60	26.00	6.85	4.90	Spuren	—	35.00	1.70	Spuren
23	Linger, Alter Tagebau auf «Kurzelt» Probe 1	7.03	11.38	6.36	5.02	0.0	0.26	0.21	52.58	1.69	—
24	» » » » Probe 2	3.48	11.84	3.20	4.07	0.0	0.29	0.20	54.59	1.72	—
25	» » » » Probe 3 (Übergang zum Quarzit)	44.98	7.70	43.11	6.32	0.0	0.04	0.10	29.20	0.73	—
26	» » » » Probe 4	28.91	9.50	25.59	11.03	0.0	0.06	0.09	36.81	0.57	—
27	Zwischen Reckingen und Pissingen	—	9.96	17.66	2.86	0.08	Spuren	0.14	47.29	1.47	—
28	Scheuerbusch bei Sassenheim, unmittelbar auf Posidonienschiefer	—	10.88	5.86	2.62	0.20	»	0.17	54.59	1.53	—
29	Schiffingen, Försterbusch westlich Dumontsbau	—	9.36	22.00	2.64	3.84	0.25	0.19	38.88	3.32	—
30	Zwischen Bergem u. Fötz	—	9.86	5.07	3.93	0.08	0.10	0.12	54.43	1.72	—
31	Merscher Berg bei Mersch. — Übergang zum Quarzit	—	7.20	43.87	2.84	0.08	0.14	0.11	31.42	0.55	—
32	» » » »	—	9.72	20.69	3.21	0.64	0.22	0.15	44.43	1.81	—

Die Analysen Nr. 1—22 wurden ausgeführt im Chemischen Laboratorium der Öffentlichen Arbeiten in den Jahren 1938—1939, die Nr. 23—32 im Laboratorium der Eisenhütte. «Rote Erde» in Esch im Jahre 1944.

Analysen des Tertiärquarzites und des gelben Lehmes.

Lfd. Nr.	Herkunft und Bezeichnung der Proben	Glühverlust	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Gesamt-Fe	Bemerkungen
1	Tertiärquarzit von Merscherberg bei Mersch	0.73	90.78	1.39	0.08	Spuren	—	4.20	Analytiker: Labor. der Hütte «Rote Erde» in Esch, 1944.
2	Tertiärquarzit vom Grevenknapp Probe Nr. 1	0.20	97.40	—	0.20	0.40	1.60	—	Analytiker: Labor. die Öffentlichen Arbeiten, 1939
3	» » » Probe Nr. 2	0.95	93.40	1.49	0.16	Spuren	3.41	—	id.
4	» » » Probe Nr. 3	0.25	95.15	1.10	Spuren	»	2.48	—	id.
5	» von Mamer	0.20	97.80	0.70	0.20	0.28	0.48	—	id.
6	» von Kleinbettingen	0.30	97.15	Spuren	Spuren	Spuren	1.83	—	id.
7	» von Küntzig, eisenfarben	0.0	90.30	3.27	1.33	0.0	5.47	—	id.
8	Töpfererde von Nospelt	5.80	68.20	17.67	0.20	0.90	—	4.64	id.
9	» » »	—	66.63	18.04	0.76	0.69	—	4.76	Analytiker: VAN KERCKHOFF 1855.
10	Lehm von Garnich	—	76.68	11.91	0.60	0.88	—	8.96	id.
11	Lehm von Nördingen, Probe Nr. 1	2.50	90.20	2.49	0.60	0.42	—	3.00	Analytiker: Labor. der Öffentlichen Arbeiten (1938).
12	» » Probe Nr. 2	2.50	83.40	5.75	Spuren	Spuren	—	6.30	id.

umgebenden Täler hinunter geschwemmt worden. So liegen im Wessigbachtal bei Linger stellenweise bis 1.50 m mächtige Lagen von rein gewaschenem Erz. (Analyse Nr. 19—22.)

Die Unterlage wird von weißem, kalk- und eisenfreiem, plastischen Ton gebildet, der eine flach gewellte Oberfläche aufweist, und infolge seiner Undurchlässigkeit einen Wasserstauer abgibt. Darüber folgt das eigentliche Erzlager, bestehend aus größern Stücken und kleinern Knollen von Brauneisenerz, die in einem gelben Lehm stecken, der manchmal Linsen von Sand oder sandigem Lehm einschließt. Die Mächtigkeit ist schwankend und wechselt zwischen 0.20 und 10 m. Stellenweise fehlen die Knollen ganz.

Über dem Erzvorkommen liegt eine Decke von gelblichem, manchmal rötlichem Lehm, dessen Mächtigkeit von 0.20 bis zu 6 m wechselt. Da das Erz in Lehm steckt, mußte es gewaschen werden. Ist der zwischengelagerte Lehm sandig, brauchte das Erz nur ein- oder zweimal gewaschen zu werden, während bei reinerem Lehm das Waschen drei- oder sogar viermal wiederholt werden mußte. Beim Waschen gingen 30—60% des ausgehobenen Volumens des Lagers verloren, so daß im Mittel 100 l rohes Erz 60 l gewaschenes Erz gaben. Dazu mußte eine bis 6 m mächtige erzfreie Überdeckung von sandigem Lehm über dem Erze entfernt werden. Das Erzlager selbst lag zum Teil im Grundwasser, was die Ausbeute erschwerte.

Da die Gewinnung in diesem Gebiete bis gegen 1877 anhielt, sind hier, namentlich auf «Kurzelt», noch deutliche Spuren des alten Abbaues sichtbar. Auf dem Scheitel des Bergzuges liegen noch mehrere Weiher, in welchen das zum Waschen des Erzes nötige Wasser angesammelt wurde.

Im «Jungenbusch» bei Küntzig liegt das Erz auf undurchlässigem, gelblichem Ton, der dem Posidonienschiefer auflagert. Nach CH. CLÉMENT hat das Erzlager hier eine Mächtigkeit von 0.75 bis 1.50 m und ist mit sandigem Lehm durchsetzt. Die Bedeckung aus Lehm mißt 0.25 bis 1.50 m.

Das Eisenerz tritt in dem hier erwähnten Gebiete in zwei Varietäten auf. Die erste zeigt zellige, löcherige Struktur und die Knollen scheinen aus kleinen Körnern agglomeriert. Die andere, seltenere Varietät besteht aus kompakten, plattigen Stücken. Manche Stücke sind bis zu 10 kg schwer. Vereinzelt wurden beim Abbau größere Blöcke angetroffen. Meistens handelt es sich aber um viel kleinere Knollen und plattige Stücke mit wechselndem SiO_2 -Gehalt.

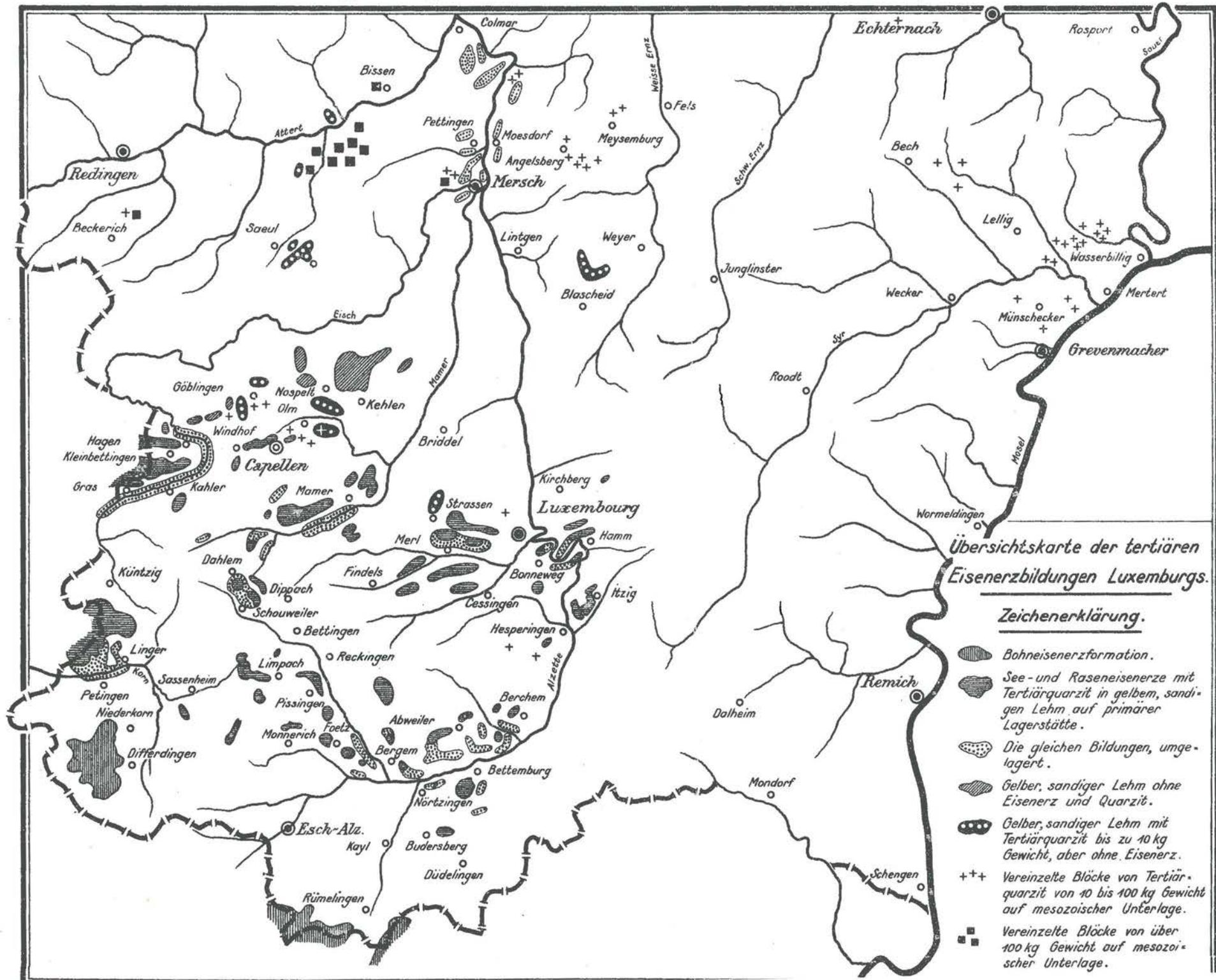
2. Bei Schuweiler kommt Rasenerz häufig auf dem Scheitel der bewaldeten Kuppe «Schullerbusch» bei rund 390 m über dem Meeresspiegel sowie an den Abhängen dieser Kuppe und auf dem Höhenzug zwischen Hiwingen, Dahlem und Bettingen vor. Die Eisenerz führenden Lehme liegen teils auf dem Macigno, teils auf Posidonienschiefer. Am Ausgehenden der primären Lagerstätten finden sich neben den Stücken von Rasenerz vielfach Bruchstücke von stark eisenhaltigem Macigno, die sich im Handstück vom Rasenerz kaum unterscheiden, bei der Analyse aber durch den geringen Phosphorgehalt und den höhern Kalkgehalt auffallen. Ebenso wie bei Linger und Küntzig sind bei Schuweiler reine Tertiärquarzite selten, meistens sind sie stark eisenschüssig.

3. Brauneisen und Tertiärquarzit im Gebiete Nörtzingen-Hüncheringen-Bergem.

Der flache Höhenzug zwischen der Mess im Westen, dem Meerbach im Osten, der vom Alzettetal über Bergem bis in das Gebiet des Scheuerbusch bei Ehlingen hinzieht, trägt verschiedene größere Relikte einer ursprünglich zusammenhängenden Decke der Rasenerz-Quarzitformation.

Eines dieser Relikte liegt auf der flachen Kuppe nördlich der Bahnstation Nörtzingen bei rund 300 m Höhe ü d. M. Die Kuppe trägt eine über 2 m mächtige Decke von braungelbem, lehmigen Verwitterungsboden, der stark durchsetzt ist mit flachen, eckigen Brauneisenerzstücken bis zu 0.5 kg Gewicht. Dazu kommen eckige Tertiärquarzite in Stücken von 1—3 kg Gewicht.

Nördlich der Alzette bis nach Bergem haben wir die gleichen Verhältnisse wie auf der flachen Kuppe bei dem Bahnhof Nörtzingen. Auch hier liegen Rasenerz und Tertiärquarzite im gelben Lehm auf Posidonienschiefer. Das gleiche wiederholt sich ca. 1 km nördlich des Dorfes, sowie nördlich der Straße von Esch nach Leudelingen. Letzteres Vorkommen ruht auf Spinatus-Schichten und dem Rasenerz sind Bruchstücke von eisenhaltigem Macigno beigemischt.



Übersichtskarte der tertiären Eisenerzbildungen Luxemburgs.

Zeichenerklärung.

- Bohneisenerzformation.
- See- und Raseneisenerze mit Tertiärquarzit in gelbem, sandigen Lehm auf primärer Lagerstätte.
- Die gleichen Bildungen, umgelagert.
- Gelber, sandiger Lehm ohne Eisenerz und Quarzit.
- Gelber, sandiger Lehm mit Tertiärquarzit bis zu 10 kg Gewicht, aber ohne Eisenerz.
- Vereinzelte Blöcke von Tertiärquarzit von 10 bis 100 kg Gewicht auf mesozoischer Unterlage.
- Vereinzelte Blöcke von über 100 kg Gewicht auf mesozoischer Unterlage.

4. Auch auf dem flachen Anstieg zwischen dem Alzettetal im Süden und dem Bettemburger Walde im Norden findet man den gelben, sandigen Lehm mit eckigen Stücken von Eisenerz und mit Tertiärquarziten, die südlich Abweiler besonders häufig sind. Stücke von 2—5 kg sind nicht selten, ebenso wie 1—3 kg schwere plattige Eisenerzstücke. Der gelbe Lehm ist in Hohlwegen stellenweise 2.50—3 m aufgeschlossen, ohne daß die liegenden Spinatusschichten erreicht sind. Oft ist der Lehm indeß ganz ausgewaschen und die Erzstücke liegen unvermittelt auf dem Anstehenden. Sie zeigen keine Spur von Abrollung.

5. Den Habitus von Rasenerz und Quarziten auf primärer und sekundärer Lagerstätte kann man südlich Bettemburg rechts und links der Straße nach Düdelingen gut beobachten. In dem Bahneinschnitt bei der Großmolkerei Celula ist gelber, lehmiger Boden mit viel Brauneisenerz in gerollten Stücken nebst vereinzelt Stücken von Korallenkalk erschlossen. Das Material gehört einer höhern Flußterrasse an. Im heutigen Bette der Alzette, bei der Bettemburger Brücke, war bei Ausschachtungsarbeiten unter einer 2 m mächtigen Decke von gelbem, sandigem Lehm eine 3 m starke Lage von gerollten Bruchstücken von Korallenkalk mit untergeordneten Knollen von Rasenerz zu sehen. Die Unterlage bilden die Spinatusmergel.

Südlich der Bahnüberführung bei der Großmolkerei schneidet die redressierte Straße nach Düdelingen auf 80 m Länge und 2 m Tiefe eine sekundäre Lagerstätte von Rasenerz an. Der Einschnitt steht in gelbem, sandigem, kaum geschichteten Lehm mit kleinen und kleinsten, gut gerollten Stücken von Eisenerz. Die Gerölle von Korallenkalk fehlen hier. Auf dem Höhenzug selbst, westlich genannter Straße, liegt auf Posidonienschiefer und bei 310 m Höhe über dem Meeresspiegel gelber Lehm mit bis über handgroßen, flachen, eckigen Stücken von Brauneisenerz. Manche Stücke sind knollig-drusig, andere geschiefert. Einige sind so stark mit Quarz durchsetzt, daß sie eher als eisenschüssiger Quarzsandstein zu bezeichnen sind. Vereinzelt Stücke von reinem, blaßgelbem Tertiärquarzit sind beigefügt. Vom Rande des Plateaus sind die Erz- und Quarzitstücke am Hange abgeglitten und liegen dann unmittelbar auf dem Posidonienschiefer.

6. Nördlich Bettemburg findet man auf dem Paltersberg, östlich der Straße nach Luxemburg, bei 306 bis 310 m Niveauhöhe bis handgroße, flache, plattige Rasenerzstücke mit bis doppelfaustgroßen Quarzitknollen. An der gleichen Straße, etwas weiter nördlich, bei der Abzweigung des Weges nach Livingen, bei 290 m Höhenlage, ist die Straße redressiert worden und schneidet in gelben, sandigen Lehm mit reichlicher Beimengung von kleinen, gut gerollten Eisenerzstücken ein. Hier liegt das Erz aufgearbeitet auf einer Terrasse des Bileschbach. Die gleiche Beobachtung wiederholt sich auf der Kuppe « Gries » bei Berchem (302 m Höhe). Auf der Kuppe selbst liegen eckige Erzstücke mit Tertiärquarzit in gelbem Lehm. Man beobachtet noch die flachen Mulden einstigen Abbaues. Am Hange der Kuppe sind einzelne Stücke verschleppt, die unmittelbar auf den Margaritatusmergeln liegen und denen eisenhaltige Ovoide derselben Schichten beigemischt sind. Am Nordrand der Kuppe liegen über 4 m Lehm mit Eisenerz auf sekundärer Lagerstätte zusammen geschwemmt.

Es ist zwecklos die einzelnen Relikte zwischen den größern Gebieten zu beschreiben, da der gleiche Aufbau und die gleiche Vergesellschaftung von Rasenerz und Quarzit stets wiederkehren. Wir geben nur einige Höhenlagen von Vorkommen im nördlichen Teile des Kantons Esch: Hochfläche Foeschter nördlich Monnerich, mittlere Höhe 315 m; Hennebusch, südlich Limpach 320 m, Plateau nördlich und südlich Foetz, 300 bis 310 m, Plateau westlich der Mess zwischen Pissingen und Reckingen 320 bis 330 m; Roemmert nördlich Limpach 350 m.

7. Das Gebiet Grass-Sterpenich-Kahler-Kleinbettingen.

Bei Grass liegt das Vorkommen zwischen 340 und 350 m auf den Margaritatusschichten. Nach den Angaben von CH. CLÉMENT liegen auf einer Unterlage von gelblichem, plastischem Lehme eine 1—4 m mächtige Lage von Eisenerzknollen mit sandigem Lehm vermengt. Die Mächtigkeit bleibt gewöhnlich zwischen 1 und 2 m. Die Überdeckung beträgt 0.20—0.40 m.

Auf dem Plateau zwischen Kahler und Kleinbettingen liegt das Vorkommen zwischen 338 und 342 m auf den fossilararmen Tonen. Die Erzschiebt mit Lehmzwischenlagen ist 0.25 bis 1.40 m mächtig bei einer Überdeckung von 0.25—2 m von sandigem Lehm. Nach CLÉMENT bildete der Lehm 3/5 der ausgehobenen Masse. Die Wasserführung war sehr reichlich und das Erz wurde zum Teil mit dem in den Schächten sich ansammelnden Wasser gewaschen. Es mußte 3 bis 4 mal gewaschen werden um den reichlich beigemengten Lehm zu entfernen.

Die Beimischung von Tertiärquarzit ist reichlich, dazu kommt noch stark eisenschüssiger Quarzit sowie Knollen von ockerhaltigem, festem Ton.

Das Alluvium des Eischtals zwischen Grass und Hagen besteht bis zu 1.50 m Tiefe aus blauem Schlick mit Pflanzenmoder. Darunter folgt eine 0.15 bis 0.35 m starke Lage von zusammen geschwemmten Eisenerz- und Quarzitknollen in gerollten Stücken.

8. Ein größeres Vorkommen der Rasenerz-Quarzitformation, das auch stark abgebaut wurde, liegt in dem Gebiete von Dahlem-Holzem-Mamer. Das durch flache Talfurchen stark zerteilte Gebiet zeigt Höhenlagen zwischen 350 und 340 m. Das Eisenerz liegt stets in sandigem Lehm, der auch überall Quarzitknollen führt.

9. Das den südöstlichen Teil des Kantons Kapellen bildende, durch flache Täler zerfurchte Plateau zieht sich in nord- bis nordöstlicher Richtung zwischen Körich und Olm, weiter zwischen Kehlen und Kopstal bis an das Eischtal hin. Die Höhenlagen sind: Windhof 336 m, zwischen Körich und Olm 325 bis 332 m, zwischen Kehlen, Nospelt und dem Eischtal 340 bis 355 m.

Brauneisenerz mit beigemengten Quarzitknollen findet sich noch reichlich zwischen Windhof und Goetzingen. Weiter nördlich wird es spärlich, dagegen sind die Quarzite reichlich und erreichen eine im Süden seltener anzutreffende Größe. Stücke von 2—5 kg sind häufig. Blöcke von 25 bis 50 kg nicht selten, besonders östlich Olm und südlich Göbblingen. Der gelbe Lehm ist weitverbreitet und erreicht eine Mächtigkeit bis über 6 m bei Nospelt, wo er als Töpfererde abgebaut wurde; hier führt er weder Eisenerz noch Quarzit.

10. Die zwischen 300 und 330 m gelegene Hochfläche zwischen Strassen und Luxemburg zeigt eine Reihe kleinerer Reliktvorkommen von Rasenerz und Quarzit. Der gelbe sandige Lehm ist 0.50 m bis 4 m mächtig und liegt teils auf Arietenkalk, teils auf fossilarmen Tonen. Vorherrschend Brauneisenerz, aber mit viel Quarzitknollen findet man zwischen Merl und Cessingen, zwischen Helfanterbrück und dem Findel, sowie zwischen Merl und Reckental, während auf dem Plateau des « Untersten Busch » südwestlich Merl, sowie auf der Hochfläche von Strassen fast ausschließlich Quarzitknollen auftreten, welche durchgehends 0.2 bis 5 kg, seltener bis 10 kg und darüber wiegen. Auch am Nordwestrande des Limpertsberger Plateau zeigen mehrere vereinzelte Quarzitknollen auf eiristiges Vorkommen hin.

11. Auf dem Gebiete Hesperingen-Itzig-Pulvermühl, sowie auf dem Plateau östlich der Stadt Luxemburg nehmen die Reliktvorkommen ganz beschränkte Areale ein und befinden sich nur zum Teil auf primärer Lagerstätte.

Im Pfefferbusch westlich Hesperingen liegt ein kleines Vorkommen auf Gryphitenkalk bei 300 m Höhe. Hier liegt neben vielen kleinern Quarzitknollen ein Block von 50 kg und weiter westlich an der Nordostecke des « Kaesberg » ein solcher von rund 100 kg Gewicht.

Über dem Dorfe Itzig liegt bei 330 m Höhenlage auf Arietenkalk ebenfalls ein kleines Vorkommen von Eisenerz mit Quarzitknollen in bis 4 m mächtigem Lehm.

Als Fortsetzung beider Vorkommen darf dasjenige auf dem Plateau südöstlich von Bonneweg bei 300 m über dem Meeresspiegel gelten. Der Lehm ist hier 2—3 m mächtig, führt aber wenig Eisenerzknollen.

In den « Erzkaulen » südlich Pulvermühl liegen viele kleine, gut gerollte Eisenerzstücke mit wenigen kleinen Quarzitgeröllen, vermischt mit braungelbem Sande unmittelbar auf dem Luxemburger Sandstein und gehören einer typischen Flußterrasse der Alzette an.

Die primäre Decke von ziemlich mächtigem Lehm bei Hamm bei 350 m Höhenlage und von geringer Mächtigkeit auf dem Plateau Fetschenhof bei Luxemburg bei 350 m Höhenlage führt kaum Eisenerzstücke.

12. Ein letztes größeres Vorkommen der Rasenerz-Quarzitbildungen, das aber in eine Reihe getrennter Relikte zerfällt, erstreckt sich zwischen Mersch und Colmar-Berg, in der Hauptsache westlich des Alzettetales. Die Vorkommen enthalten ausschließlich umgelagertes Material und gehören verschiedenen Flußterrassen an.

Hierzu ist zu stellen die ziemlich bedeutende Niederterrasse zwischen der Mündung der Eisch und der Mamer im Innern der Ortschaft Mersch zwischen 220 und 245 m Höhenlage.

Unter 0.50 m Ackererde folgen 3—4 m mächtiger, lehmiger Sand, der als Formsand Verwendung findet, in welchem in unregelmäßiger Verteilung Brauneisenerzknohlen liegen. Tiefer folgt 1.50 bis 3 m mächtiger heller Sand, der auf verwittertem Steinmergelkeuper liegt.

Das bekannte Vorkommen auf dem Merscher Berg zu beiden Seiten der Straße Mersch-Rost besteht ebenfalls aus umgearbeitetem Material. Bei 250 m Höhe zieht sich hier eine mehrere Meter mächtige Decke von gelbem, etwas sandigem Lehm hin, unter welcher früher das Lager von Eisenerzknohlen abgebaut wurde. Zwischen dem Erz trifft man ziemlich viel Tertiärquarzit, seltene weiße Quarzgerölle, sowie abgerollte Stücke von Sandstein und von festem Steinmergel. Am Ausgehenden der Lehmdecke beobachtet man am Süabhäng des Merscherberges viel gerolltes Material von Rasenerz und Quarzit. Quarzitblöcke, bis über 200 kg schwer, liegen am Westrand der Hochfläche unmittelbar auf dem Steinmergelkeuper.

Eine typische Flußterrasse konnte man bei der Anlage eines Weges westlich Pettingen (Mersch) über dem Unterlauf des Weilerbaches beobachten. Auf den bunten Keupermergeln mit sandigen Dolomitbänken liegen 2—3 m gerollte Brauneisenerzstücke, die von gelbem Lehm eingedeckt sind.

Weitere Flußterrassen von gleichem Aufbau und deren Material von gelbem sandigem Lehm nebst Brauneisen- und Quarzitgeröllen vereinzelte helle und graue, aus dem zersetzten Keuper stammende Quarzgerölle beigemennt sind, trifft man nördlich Moesdorf, rechts und links der Straße nach Cruchten, ferner am Westrand des Plateaus südlich dieser Ortschaft, sowie über dem Sporn innerhalb der Alzetteschlinge, in dem der Eisenbahntunnel von Cruchten steht.

Als letztes dieser Reihe sei das auf der Hochfläche östlich der Straße Roost-Colmar-Berg gelegene Vorkommen erwähnt. Das Plateau besteht aus Steinmergelkeuper. Unmittelbar auf dem Keuper liegen überall reichlich Gerölle von Quarzit und von Brauneisen verstreut. Nur auf dem höchsten Teil des Plateaus liegt der Rest einer Decke von sandigem Lehm untermischt mit kleinen Geröllen von Eisenerz mit Tertiärquarzit, die ein Relikt einer hochgelegenen Flußterrasse darstellen. Spuren von Abbau sind hier zu beobachten.

B. Vorkommen von Tertiärquarziten ohne Rasenerzknohlen.

Größere Knohlen sowie Blöcke und Platten von Tertiärquarziten, die nicht von Brauneisenstücken begleitet sind, haben weite Verbreitung. Sie liegen teils in gelbem Lehm, meistens aber unmittelbar und ohne Begleitung von Lehm auf mesozoischen Schichten.

A) Tertiärquarzite in Verbindung mit gelbem Lehm:

1) Auf dem Plateau westlich Stuppicht (bei Weyer) bei rund 420 m Höhe, zahlreiche Stücke von 0.2 bis 2 kg Gewicht auf Arietenkalk.

2) Auf dem Plateau zwischen Angelsberg und Meysemburg in der Höhenlage von 360 bis 400 m, zahlreiche Blöcke bis zu 60 kg, einzelne auch über 100 kg Gewicht auf Arietenkalk.

3) Nördlich Tüntingen, auf gleicher Unterlage, zwischen 330 und 360 m Höhenlage, viele Stücke von 1—2 kg, vereinzelte von 10 bis 20 kg Gewicht.

4) Auf der «Wanterschoicht» südlich Säul, ebenfalls auf Arietenkalk, bei 360 m Höhe, zahlreiche Knohlen von 2 bis 5 kg, vereinzelte Stücke von 15 bis 50 kg.

b) Tertiärquarzite ohne Begleitung von gelbem Lehm, unmittelbar auf Triassschichten.

1) Auf der Höhe «Kolm» nordwestlich Wasserbillig, rechts vom Wege nach Mompach, liegen zahlreiche Stücke von 1 bis 50 kg auf Pseudomorphosenkeuper (Km¹). Weitere kleine Vorkommen mit eben solchen Stücken findet man bis nach Lellig hin. Auch zwischen Mertert und Münschecker sowie westlich letzterer Ortschaft treten einzelne Vorkommen mit zum Teil größeren Blöcken auf. Die Unterlage wird durch verschiedene Stufen des Keupers gebildet. Zwei über kopfgroße Blöcke liegen im Bette des Äsbach zwischen «Heisbich» und «Hohllay». Einige Hundert Stück von der Größe eines Pflastersteines trifft man als Beschotterungsmaterial auf dem Wege von Heisbich nach Berdorf in der Nähe von Heisbich. (Nach einer gütigen Mit-

teilung von H. GUST. FABER, dem ich auch den Hinweis auf die Vorkommen auf dem Plateau des Limpertsberg verdanke.)

- 2) Westlich von Jakobsberg bei Bech, Stücke von 0.5 bis 0.15 kg auf Steinmergelkeuper.
- 3) Links vom Wege von Jakobsberg nach Herborn viele Stücke von 2 bis 15 kg auf den gleichen Schichten.
- 4) Am Westrande des Merscherberg mehrere Blöcke von 50 bis 200 kg auf Steinmergelkeuper.
- 5) Bei der Elenter Kapelle nördlich Reckingen (Mersch) mehrere plattige Stücke von 200 bis 400 kg Gewicht auf Steinmergelkeuper.

6) In Bissen, gleich über dem letzten Haus an der Straße nach Boevingen ein Block von 50 kg auf Pseudomorphosenkeuper.

7) Ein gleicher Block auf gleichem Untergrund am Nordrande des « Wald » zwischen Boevingen und Bissen.

8) Das an Tertiärquarziten reichste Gebiet zwischen der Maas und dem Hunsrück treffen wir nördlich vom Helperknapp auf der Gemarkung der Ortschaft Boevingen. Da ganze Karrenladungen kleinerer Stücke von 10—30 kg an den Feldrainen zusammengetragen und zu Beschotterung und als Untergrund von Feldwegen verwandt wurden, andere größere Blöcke gesprengt oder, weil beim Pflügen hinderlich, in die Erde vergraben wurden, so ist eine Anzahl dieser Zeugen einer fast verschwundenen geologischen Formation zerstört worden.

An größern Blöcken und Platten, die besonders am Westrande des Plateaus zwischen Epichtgraecht und dem Wege Boevingen-Grevenknapp gehäuft sind, wurden rund 100 Stück gezählt. Sie sind meistens plattig, haben Ausmaßen bis zu $1.40 \times 1.20 \times 0.35$ m und ein Gewicht zwischen 100 und 1500 kg.

Alle Blöcke liegen auf dem Steinmergelkeuper (Km³).

Die größte beobachtete Quarzitmasse unsers Landes bildet ein ziemlich regelmäßiger isolierter Block auf dem « Grauen Berg » bei Hüttingen mit den Ausmaßen von $1.50 \times 1.40 \times 0.35$ m, was einem Gewicht von etwa 2000 kg entspricht. Er liegt ebenfalls unmittelbar auf Steinmergelkeuper.

ALTER UND ENTSTEHUNG DER RASENERZ-QUARZITFORMATION.

Die Rasenerze nebst den Quarziten treten gewöhnlich zusammen in gelben, sandigen Lehmen auf oder ersetzen sich gegenseitig. Beide bilden gleichsam zwei verschiedene Fazies einer Formation, doch haben die Quarzite das größere Verbreitungsgebiet.

Alle auf primärer Lagerstätte auftretenden Vorkommen dieser Formation sind älter als das heutige Tal-system. Sie liegen auf einer vormiozänen Einebnungsfläche zwischen der 320 und 350 m Höhenlinie. Sie greifen über die verschiedenen, zum Teil abgetragenen Stufen des Lias über und bildeten eine zusammenhängende Decke, in welcher die heutigen Taltröge mit ihren obern Flurterrassenflächen und tiefern Flußterrassen angelegt wurden. Sie sind also jedenfalls vorpliozän. Sie sind aber jünger als die obereozäne Bohnerzformation, denn im Gebiete von Linger sind dem Rasenerz verschwemmte Stücke von dem Bohnerz beigemischt, weshalb dieses Erz als *mineral de fer métis* bezeichnet wurde und ein etwas phosphorärmeres Roheisen lieferte als die reinen Rasenerze. Genauer läßt sich das Alter der Rasenerz-Quarzitformation in unseren Gebieten nicht festlegen, doch erlauben die Beobachtungen in den benachbarten Gebieten eine engere Altersbestimmung. Von den französischen Geologen wird die *Pierre de Stonne* im Gebiete von Sedan zum Aquitan gestellt und nach Grebe (1882 p. 478) ist der Quarzit, den er als Braunkohlenquarzit bezeichnet, gleichalterig mit den Braunkohlenvorkommen der Südeifel, die nach ihren Pflanzenresten zum Untermiozän gehören. Da unsere Vorkommen das Bindeglied zwischen diesen westlichen und östlichen Vorkommen bilden, sind sie ebenfalls als untermiozän anzusprechen. Man darf sogar annehmen, daß die Braunkohlenformation in die Rasenerz-Quarzitformation übergeht. Sie sind älter als die heutigen Verwerfungen und als die jüngern Heraushebungen, welche den Gegensatz zwischen Oesling und Gutland schufen und die heutige Umrandung des Luxemburger Mesozoikum bestimmten. Auch ihre Entstehung weist darauf hin, daß zu der Bildungszeit das Gebiet, auf das Meeresniveau bezogen, tiefer lag als heute. Die umgearbeiteten Vorkommen können indeß diluvial oder sogar alluvial sein.

Die heutigen primären Vorkommen sind zweifelsohne Reste einer ursprünglich zusammenhängenden Decke, der auch lose Quarzsandmassen und feine Quarzitgerölle linsenartig eingelagert waren. Weder die Braun-

eisenstücke noch die Quarzite bildeten jemals einen durchgehenden Horizont, sondern wurden im großen Ganzen in der heutigen Anordnung abgelagert. Sie bildeten nesterförmige Einlagerungen in den lockern Sand- und Lehmschichten, wobei die Bildung der Eisenerze sich vorzugsweise in den Lehmmassen, die der Quarzite in den Sandlinsen vollzog. Das Liegende dieser Lehme und Sande sind die verschiedensten Mergelgesteine und Tone des Lias. Die zwischen Mersch und Colmar-Berg dem Steinmergelkeuper aufgelagerten Vorkommen sind bereits umgearbeitet. Die großen Blöcke und Platten zwischen dem nördlichen Liasrand und der Attert sind nicht mehr von Lehm begleitet. Dieser ist gänzlich weggeschwemmt und es ist nicht möglich die genaue Schicht anzugeben über welcher die Quarzitformation dort einst lag. Wahrscheinlich war es die Arietenstufe. Tiefer als auf dieser ist nirgends die Rasenerz-Quarzitformation auf primärer Lagerstätte bekannt. Auf dem Luxemburger Sandstein treffen wir nirgends Relikte einer primären Ablagerung. Dieser war bei der Bildung der Rasenerzformation noch überall eingedeckt.

Das Fehlen im Oesling ist kein ursprüngliches, sondern eine Folge der kräftigeren Erosion, welche in jungpliozäner und diluvialer Zeit alle jüngern Bildungen bis auf die alte Rumpffläche hinab zerstörte.

Entstehung der Lehme. Die vorwiegend aus Tonen und Mergeln oder mergeligen Sandsteinen bestehenden Schichten des Lias und Untern Dogger unterlagen während der langen Zeit, wo sie der Denudation ausgesetzt waren, einer tief gehenden Verwitterung, die zur Bildung von Lehmen und Sanden führte, die während des untern Miozäns eine intensive Aufarbeitung und Zersetzung erfuhren. Das Ausgangsmaterial wurde also nicht weit von fließendem Wasser hergebracht. Es bestand damals ein weitgehend eingeebnetes Land, auf welchem sich die Verwitterungsprodukte der austreichenden Schichten infolge der geringen Ausräumungskraft der damaligen Flüsse anhäuferten. Wegen der geänderten klimatischen Bedingungen kam es aber nicht, wie während der Bohnerzformation, zur Bildung von Roterden, sondern von Lehm und Ton. In dem Tiefland bildete sich ein Gebiet von Seen und Sümpfen, in denen eine gewisse Aufbereitung und Sichtung des von den Flüssen eingeschwemmten Verwitterungsmaterials einsetzte.

Die Entstehung der miozänen Brauneisen- und Quarzitformation hat manche Ähnlichkeit mit der Bildung der Bohnerzformation, nur gingen die Verwitterungsprozesse unter andern klimatischen Bedingungen vor sich und es traten andere chemische Umsetzungen ein. Grundsätzlich sind es aber in beiden Formationen Umlagerungen und Umsetzungen, die in dem aufgearbeiteten Verwitterungsmaterial älterer Schichten eintraten.

Der Bildungsprozeß der Rasenerz-Quarzitformation spielte sich in zwei Phasen ab:

- 1) Anhäufung von Verwitterungsmaterial herrührend von den anstehenden älteren Ablagerungen.
- 2) Konzentration des Eisens zu Brauneisenkörnern und Verkittung eines Teiles des Sandes durch Kieselsäure zu Quarzitknollen.

Nach der alttertiären, laterischen Verwitterung, aus welcher die Bohnerze hervorgingen, setzte die Abtragung fort. Hierbei wurden die alttertiären Bildungen nebst den höhern Doggerkalken größtenteils zerstört. Nur dort wo diese der Abtragung entgingen, blieben die Reste der Bohnerzformation in den Spalten und Hohlräumen der Kalke erhalten. Nach Zerstörung der harten Kalkdecke bildete sich ein ebenes Gelände heraus, über welches sich eine Decke von tonigem Verwitterungsmaterial hinzog, als deren Reste heute die Lehme mit Rasenerz und Quarzitknollen vorliegen. Auch die eoäne Bohnerzbildung gelangte hierbei zum Teil wieder in den Kreislauf der Umarbeitung der Gesteine. Devonische Quarzgesteine oder Quarzgerölle aus den Uferbildungen des Trias fehlen gänzlich. Sie waren damals noch von jüngern Schichten eingedeckt und der Zerstörung nicht zugänglich. Da nördlich des mittleren und untern Eischtals sowie östlich der Alzette die Tertiärquarzite besonders reichlich und in größern Blöcken und Platten vorliegen und das Rasenerz fehlt, muß hier der eisenfreie Quarzsand reichlicher als weiter südlich vorhanden gewesen sein.

In der zweiten Phase erfolgte eine teilweise Verkittung des Sandes durch Kieselsäureinfiltration zu Quarzit und die Bildung von Brauneisenkonkretionen durch Konzentration der in den sandigen Lehmen und in den stagnierenden Wässern verteilten Eisenlösungen. Die Einwanderung von Eisen wie von Kieselsäure erfolgte in der Gelform.

Entstehung der Quarzite. Die zur Verkittung von Quarzsand notwendige Kieselsäure war, wie bei der Bildung von Feuersteinknollen in der Kreide, ursprünglich diffus im ganzen Sediment verteilt. Diese primär ausgeschiedene Kieselsäure konnte wieder in Lösung gehen und mit dem Grundwasser wandern bis sie an vereinzelt Punkten, an denen durch irgend ein Attraktionszentrum es zu einer Konzentration derselben kam, wieder ausgeschieden wurde. Hierbei wurde der Quarzsand zu einem Quarzit verkittet. Die vereinzelt Knöllchen konnten weiter verkittet werden und es entstanden, je nach der Form des eingelagerten Sandes die größeren Platten oder Blöcke, die auch meist einen Aufbau aus kleinen Knöllchen erkennen lassen. Da die vorhandene Kieselsäure aber nicht ausreichte um die ganze Sandmasse zu verkitten, bildeten sich nur vereinzelt Quarzitkonkretionen im Sande. Letzterer wurde dann weggeschwemmt und die zurückbleibenden Knollen erlitten eine scheinbare Anhäufung.

Die im Grundwasser gelöste Kieselsäure konnte in der Trockenzeit mit dem Wasser kapillar an die Oberfläche steigen und zur Bildung von Kieselkrusten Veranlassung geben. Die flachen Quarzitplatten, die man zwischen Grevenknapp, Buschdorf und Boevingen antrifft, dürften als Reste solcher Krusten gedeutet werden.

Entstehung der Brauneisenkonkretionen. Das Rasenerz tritt meistens in Knollen, seltener in Krusten oder als mulmiger Eisenerz auf, bei deren Bildung verschiedene Vorgänge nebeneinander herlaufen konnten. Das Eisen ist gekennzeichnet durch leichte Löslichkeit und durch seine Neigung innerhalb der Schichten zu wandern. Begünstigt wird sein Ausfallen, auch in sehr schwachen Lösungen, durch seine Neigung zur Bildung von kolloidem Ferrihydroxyd bei Zutritt von Luftsauerstoff.

Auf primärer Lagerstätte ruht das Raseneisenerz auf einer Unterlage von undurchlässigem Ton und die einzelnen Brauneisenkonkretionen sind eingeschlossen in einem sandigen Lehm, der bei weitem die Hauptmasse der Lagerstätte bildet. Aus diesen Lagerungsverhältnissen lassen sich Schlüsse auf die Entstehung der Eisenerze ziehen.

Der Grad der Eisenanreicherung in dem Lehm hängt zweifelsohne von der Zirkulationsmöglichkeit der Eisenlösungen ab, sowie von der Leichtigkeit des Hinzutretens von Elektrolyten, durch welche die Fällung des Eisens erfolgt.

In dem fetten Tone der Unterlage ist die Möglichkeit einer Wanderung der Lösung gering, weshalb diese Unterlage meistens eisenfrei blieb.

Anders liegen die Verhältnisse in dem sandigen Lehm. Die sandigen Lias- und Doggermergel, aus denen der Lehm hervorging, sind zum Teil reich an Eisen wie die eingestreuten Eisenovoiden und Pyritknollen beweisen. Der Verwitterungslehm konnte also leicht mit Eisenlösungen durchtränkt werden, aus welchen das Eisen ausflockte. Das diffus verteilte Eisen konnte, durch Hinzutreten von CO_2 , wieder wanderfähig gemacht, in das Grundwasser gelangen und bei der Zirkulation des Grundwasser wieder unter Bedingungen gelangen, unter denen es ausgefällt und angereichert wurde. Dies geschah wenn das Grundwasser in Berührung mit reichlichem Sauerstoff gelangte, zum Beispiel beim Austritt in einen offenen See oder als Sickerquelle in sumpfigem Gelände. Es konnte dabei zur Bildung von Eisenerz oder von Konkretionen kommen. Andererseits konnten die in der Regenzeit mit Eisenkarbonat gesättigten Lösungen in der Trockenzeit kapillar nach oben steigen und in Berührung mit der Bodenluft der höhern Bodenlagen ausfallen und Eisenkrusten von Eisenoxydhydrat bilden, wie das noch heute in den Steppen vor sich geht.

Weiter konnte das Verwitterungseisenkarbonat aus dem Grundwasser durch Hinzutreten von Elektrolyten gefällt werden, wobei es in den sandigen Lehmen in besonders geeigneten durchlässigen Partien ebenfalls zur allmählichen Bildung von Brauneisenkonkretionen kam.

Die Ausscheidung von Brauneisen aus den Lösungen von Eisenbikarbonat kann auch durch die biochemische Tätigkeit von Bakterien erfolgen, doch geht die Ansicht heute dahin, daß die Rolle der Bakterien bei der Bildung von Raseneisenerz gering ist, und daß das meiste auf rein chemischem Wege durch Oxydation von gelösten Verwitterungseisenkarbonaten gebildet wird.

Endlich ist noch auf das Entstehen von Vorkommen hinzuweisen, wobei das Eisen in organischer Bindung und als Kolloid auftritt. Dies ist besonders der Fall in morastigem Wasser, welches reichliche Mengen von Humusstoffen führt.

Den in den Moorwässern enthaltenen, früher als Humussäure bezeichneten kolloiden Stoffen kommt ein starkes Zersetzungsvermögen der Gesteine zu, so daß bei der « Humusverwitterung » eine intensive Auslaugung des Eisens vor sich geht. Nach Auffassung der Kolloidchemiker geht hierbei das Eisen als Eisenhydroxydsol in Lösung. Die reichlich beigemischten Mengen von Humusstoffen wirken als Schutzkolloid und verhindern das Ausfällen des Eisens bei seiner Wanderung aus der Oberschicht in tiefere Lagen bis ins Grundwasser. Mit diesem sauerstoffarmen und wegen seiner Kalkarmut sauer reagierenden Grundwasser wandert die Eisenlösung bis sie mit durchlüftetem Boden oder mit einem sauerstoffhaltigen Wasser zusammentrifft. Zunächst wird das gelöste Ferrokarbonat oxydiert und fällt aus. Auch die an Humuskolloide gebundenen Eisenlösungen, die Eisenhumate, werden allmählich ausgeschieden. Dies geschieht bei der Oxydation des Ferrihumates zu Ferrihumat. Letzteres wird zum Teil sofort abgeschieden und bildet das irisierende Häutchen auf stehendem Wasser, besonders in sauern, morastigen Wiesen. Nach und nach wird durch die Wirkung des Sauerstoffes alles lösliche Ferrihumat zu unlöslichem Ferrihumat oxidiert und ausgefällt. Dieses wird von niedern Organismen zersetzt, so daß schließlich nur Eisenhydroxyd übrig bleibt.

Auch die in diesen Erzen immer reichlich vorhandene Menge von Phosphorsäure dürfte aus dem P-Gehalt der Humusstoffe herrühren.

Das auf diesem Wege ausgefällte Eisen bezeichnet man als Rasenerze.

Bei der Bildung der See- und Rasenerze haben also neben anorganisch-chemischen Vorgängen auch biochemische Prozesse Anteil. Dazu kommt die Einwirkung zersetzter organischer Stoffe. Welches der Anteil eines jeden der Vorgänge ist, bleibt einstweilen unbestimmt, doch dürften die anorganisch-chemischen die größte Rolle spielen, ja mitunter dürften diese allein die Bildung von Rasenerz veranlaßt haben.

DIE RASENERZE ALS GRUNDLAGE UNSERER EHEMALIGEN EISENINDUSTRIE.

Die alte, bodenständige Luxemburger Eisenherstellung läßt sich in Spuren bis in die vorrömische Zeit hinab nachweisen. Damals benutzte man nicht nur die Bohn- und Rasenerze, sondern auch die Minette. Anzeichen eines alten unterirdischen Abbaues letzterer wurden verschiedentlich sowohl bei uns als auch in Lothringen aufgefunden. Die Verwendung der Minette als Eisenerz geriet aber ganz in Vergessenheit und bis gegen 1850 beruhte unsere Eisengewinnung ausschließlich auf der materiellen Grundlage des Rasenerzes und der Holzkohle. Erst zwischen 1850 und 1868 wurde dieses allmählich durch die Minette und die Holzkohle durch den Koks ersetzt. Aber erst gegen 1877 wurde der letzte Hochofen in Steinfort von Rasenerz auf die Minette umgestellt.

Die alten Eisenwerke waren ohne Rücksicht auf die Erzlager in der Nähe der großen Wälder und an den Wasserläufen angelegt. Mit der Verwendung der Minette als Rohstoff wechselten die Hütten ihren Standort und wurden nach dem Südwesten des Landes verlegt. Nur die Werke von Dommeldingen und Steinfort verblieben an den alten Standorten.

Der Abbau des Rasenerzes erfolgte in recht primitiver Weise in Kleinbetrieben im Tagebau, wobei die hangende erzfreie, lehmige Decke abgetragen und dann das eigentliche Lager, bestehend aus den Brauneisenknollen und Lehm, abgebaut wurde. Da das Erz durch den umhüllenden Lehm stark verunreinigt war, mußte es, manchmal bis vier mal, gewaschen werden, wozu das Wasser eines benachbarten Baches oder das sich in den Gruben ansammelnde Grundwasser benutzt wurde. Da die Erzlagen in der Mächtigkeit manchem Wechsel unterlagen, und sogar auskeilten, wurde vor Anlage eines Abbaues das Gelände abgetastet. Dazu diente eine lange eiserne Stange, die oberhalb des zugespitzten Endes eine spindelförmige Verdickung besaß. Wenn die Stange durch die Erzlage getrieben wurde, zeigte sich auf der Spindel der braune Strich des Brauneisens. Mit diesem einfachen Mittel war es möglich Tiefe und Mächtigkeit des Lagers abzutasten. Waren die Anzeichen günstig, so wurde ein Abbau eröffnet und das Erz bis zum Grundwasser ausgehoben. Bei starkem Wasserzudrang mußte der Abbau meistens hier eingestellt werden, da die Mittel zur Wasserhebung fehlten und bei dem Kleinbetrieb eine systematische Entwässerung einer größeren Fläche nicht in Betracht kam. Der Abbau wurde vielfach

von dem Feldeigentümer in der Zeit vorgenommen, wo die Feldarbeit nicht drängte. Aber auch da, wo die Hüttenbesitzer selbst mit ständigen Arbeitern, meist Wallonen, abbauten, lagen die Verhältnisse kaum besser. Der unsystematische Abbau führte dazu, daß die reichern Partien oder was über dem Grundwasser lag, ausgebrochen wurden, die weniger ergiebigen oder was unter dem Grundwasserspiegel lag, unbenutzbar gemacht wurden. Wenn der Erzknollen führende Lehm größere Mächtigkeit hatte, wurden brunnenartige Schächte bis an das Liegende des Lehmes hinuntergebracht und die Erzlagen in kleinen Stollen abgebaut. Über dem Schacht war eine Handwinde angebracht, mit welcher das Erz in Körben nach oben gebracht wurde. Auf diese Weise erfolgte der Abbau beispielsweise bei Mersch. Die Vorkommen zwischen Mersch und Cruchten waren die einzigen, welche nach dem Berggesetz von 1810 konzessionspflichtig waren. Alle andere Vorkommen galten als konzessionsfreie Tagebaue. Die Tiefe der Schächte war hier zwischen 8 und 10 m. In den Angaben eines Konzessionsgesuches von 1813 heißt es: Ces mines (Mersch, Pettingen, Cruchten) sont en grains, ayant la silice pour base. Elles sont mêlées à une terre siliceuse, contenant de l'alumine et de la chaux. La quantité (de mine) varie de 60—80%. La couche de ce mélange qui varie de 2 à 20 décimètres d'épaisseur se trouve depuis la surface du terrain jusqu'à onze mètres de profondeur. Dans les plus grandes épaisseurs la couche de mine se trouve séparée en deux par une couche de terre de 5 à 6 décimètres d'épaisseur. En général, le lit de la mine affecte une direction horizontale. Elle se courbe seulement un peu du côté des vallons. De là vient que l'épaisseur de la couche et sa profondeur en fer se réduisent à zéro.¹⁾

Weitere Angaben über die Mächtigkeiten einzelner Vorkommen findet man in dem vorhergehenden Kapitel: Kurze Beschreibung einiger Hauptvorkommen.

Die Ausbeute dieser Erze an Roheisen belief sich nach den Angaben von CH. CLÉMENT (1864 p. 113): Mersch 35%, wenn das Erz mit Minette gemischt war; Mamer 37%; Bettingen und Kahler 30—35%; Pettingen, Küntzig, Niederkerschen, Schuweiler 40%, Bettemburg und Hesperingen 30%.

Bestimmte Angaben über Hochöfen innerhalb unsers Gebietes, in denen das Rasenerz mit Holzkohle verhüttet wurde, besitzen wir erst seit Beginn des 17. Jahrhunderts.

Der älteste Hochofen war derjenige von Dommeldingen, der 1609 errichtet wurde. Er lag oberhalb der obern Mühle, in dem Tale rechts von der Straße Dommeldingen-Echternach. In demselben wurde Eisenerz von Bonneweg, später daneben auch solches von Mamer und Hagen verhüttet. Er bestand bis zum Jahre 1815.

Der Hochofen von Colmar-Hütte wurde 1651 errichtet und bezog das Eisenerz aus den Vorkommen zwischen Colmar-Hütte und Mersch. 1847 wurde ein zweiter Ofen errichtet. Die Hochöfen verbrauchten Rasenerz und Holzkohle bis zum Jahre 1862, dann wurden sie für Koksgebrauch umgeändert und waren bis 1877 in Betrieb.

Das Eisenwerk von Bissen mit einem Hochofen wurde 1631 errichtet und war auf der Basis von Rasenerz von Mersch und Cruchten und von Holzkohle in Betrieb bis 1857.

Der Hochofen von Rollingen bei Mersch, 1656 errichtet, verhüttete die Eisenerze von Mersch, Reckingen und Pettingen und bestand bis zum Jahre 1847.

Der Hochofen von Simmern, nebst der Schmiede von Ansemburg, in welcher das Roheisen dieses Hochofens weiter verarbeitet wurde, stammen aus dem ersten Viertel des 17. Jahrhunderts. Hier wurde das Eisenerz von Küntzig und von Hagen verhüttet. 1765 wurde ein zweiter Hochofen hinzugefügt. Beide waren bis 1825 in Betrieb, und wurden dann stillgelegt; 1841 wurde einer derselben wieder in Tätigkeit gesetzt, aber 1857 endgültig aufgegeben.

Der Hochofen von Berburg, errichtet 1754 war in Betrieb bis zum Jahre 1830. Er wurde darauf bis 1837 stillgelegt, dann aber wieder bis 1857 in Betrieb genommen. Nach Angaben von 1806 wurde ein Gemisch von Rasenerz von Mamer mit Bohnerz von Audun in Lothringen verhüttet.

Aus dem 18. Jahrhundert datieren auch die Eisenwerke von Fischbach. Der Hochofen wurde 1768 errichtet und verblieb auf der Basis von Holzkohle und Rasenerz bis er 1812 abgetragen wurde. 1813 wurde

¹⁾ WAGNER, J.: La sidérurgie luxembourgeoise avant la découverte des Minettes, p. 48. — Diekirch 1921.

hier ein weiterer Hochofen erbaut. Er stand am Wege von Fischbach nach Lintgen. Gegen 1836 wurde ein anderer Hochofen im Tale der Ernz errichtet, der bis 1842 in Tätigkeit blieb, und dessen Überreste noch heute dort sichtbar sind. Das Erz wurde von Mersch und Umgegend herangebracht. Holzkohle lieferten die Wälder der Umgegend. 1852 nahm August Metz als Pächter der beiden Hochöfen den Betrieb wieder auf, verhüttete aber neben dem Rasenerz von Mersch auch Minette. Beide Öfen wurden 1857 aufgegeben, als AUGUST METZ den 2. Hochofen von Eich in Betrieb nahm.

Der Hochofen von Weilerbach wurde 1779 vom Abt Limpach der Abtei Echternach nebst dem dazugehörigen Eisenwerk errichtet in Ersetzung der 1716 erbauten Hütte von Bollendorf, die wegen verschiedener Mängel aufgegeben wurde. Es wurde Rasenerz von Mersch verhüttet, das aber mit Eisenerz von Mettendorf vermischt wurde, wodurch die Qualität des Roheisens günstig beeinflußt wurde. (Das Eisenerz von Mettendorf in der Eifel ist ein Brauneisen, das in Adern und Konkretionen zwischen Sand- und Tonlagen im Buntsandstein auftritt). In der zur Hütte gehörigen Schmiede wurden Steinkohlen der Saar zur Feuerung verwandt. Der Hochofen wurde 1878 aufgegeben und das Werk für Gießereiarbeiten und Konstruktionen spezialisiert.

Etwa zur gleichen Zeit, wurden die Eisenwerke von Grundhof mit zwei Hochöfen und 4 katalanischen Öfen errichtet. Man verhüttete das phosphorarme Erz von Mettendorf und erhielt in den katalanischen Öfen eine Art Stahl. Später wurde das Eisenerz von Mettendorf mit Rasenerz von Mersch und Cruchten vermischt und daraus ein Metiseisen hergestellt. Von 1820 an begann der Verfall des Hüttenwerkes und von 1845 ab wird es unter den Eisenwerken unsers Landes nicht mehr erwähnt.

Im 19. Jahrhundert wurden auf der Basis von Holzkohle und Rasenerz weitere Hochöfen errichtet.

Hierzu gehört vor allem das Eisenwerk von Eich, welches eigentlich als die Geburtsstätte der modernen Luxemburger Eisengroßindustrie auf der Basis von Minette und Koks anzusehen ist.

Der erste Hochofen wurde 1845 gegründet und 1865 für den ausschließlichen Gebrauch von Koks umgeändert. 1847 folgte ein zweiter Hochofen. Zwischen 1848 und 1850 wurden hier neben dem Rasenerz auch Minette verhüttet. Zur Feuerung wurden neben Holzkohle auch bereits Koks verwandt, aber erst nach Erbauung der ersten Eisenbahnen wurde der Gebrauch des letztern verallgemeinert. 1858 wurde in Eich die erste Dampfmaschine von 10 HP aufgestellt und in dem gleichen Jahr ein dritter Hochofen in Betrieb genommen. Als aber das ursprünglich durch Mühlenbach geplante Tracé der Nordbahn durch das heutige über die Vorstadt Pfaffental ersetzt wurde, war dem Hüttenwerk die ökonomische Grundlage entzogen und die Eigentümer, die Gebrüder MERZ, gründeten 1865 das Dommeldinger Hochofenwerk gegenüber dem Bahnhof Dommeldingen.

Das Hüttenwerk von Steinfort wurde 1846 mit einem Hochofen für Rasenerz und für Holzkohle angelegt; 1857 wurde ein zweiter Hochofen für Koksfeuerung hinzugefügt; die Umstellung auf Minette erfolgte 1877.

Die beiden Hochöfen von Hollerich an der Stelle des heutigen Gaswerkes wurden 1858 erbaut und beruhten auf der Grundlage von Holzkohle und von Rasenerz aus dem Kanton Kapellen. Sie erhielten Dampfbetrieb; die vorbeifließende Petrus diente nur zum Waschen des Erzes. Nach der Erbauung der Eisenbahnen im Jahre 1866 wurden die beiden Öfen für Koksfeuerung umgestellt und ein neuer Ofen hinzugebaut. Die verschiedenen Krisen, welche die Eisenindustrie nach 1875 durchlief, führten zur Stilllegung der Öfen und 1882 wurde das Werk definitiv aufgegeben.

Über die Ausbeute von Bohn- und Rasenerz gibt eine Statistik aus dem Jahre 1811 folgende Auskünfte: Bonneweg: nicht in Betrieb in diesem Jahre.

Mamer: arbeitet während 6 Monaten mit 12 bis 13 Mann, Grubenarbeiter und Wäscher. Ausbeute: 2000 metr. Tonnen.

Küntzig: nicht in Betrieb.

Petingen: in Betrieb während 7—8 Monaten mit 24 Mann, Grubenarbeiter und Wäscher. Ausbeute: 4000 Tonnen.

Differdingen: in Betrieb während 4—5 Monaten mit drei Mann. Ausbeute: 450 Tonnen.

Hagen, Kahler, Sterpenich: arbeitet während 6—7 Monaten mit zwei Mann, Bergarbeiter und Wäscher, mit einer Ausbeute von 300 Tonnen.

Mersch, Pettingen, Reckingen: in Betrieb während 6—7 Monaten mit 30 Mann, Bergarbeiter und Wäscher. Ausbeute: 3600 Tonnen.

Moesdorf und Cruchten: in Betrieb während 6 Monaten mit 3 Mann und einer Ausbeute von 300 Tonnen. (Enquête générale de l'an 1811; statistique industrielle et manufacturière).

Die Gesamtproduktion betrug also 10.650 Tonnen. In Betrieb waren 10 Eisenwerke mit 11 Hochöfen mit Holzkohlenfeuerung und 8 Frischöfen.

Hergestellt wurde etwas Formenguß für grobe Gießereiwaren in den Hütten von Lasauvage, Berburg und Clairefontaine (im heutigen belgischen Luxemburg).

Das meiste Erz wurde auf Roheisen verhüttet, das wegen des hohen Phosphorgehaltes des Erzes von geringerer Qualität war und als Weicheisen (*fer tendre*) bezeichnet wurde.

Aus dem Bohnerz wurde ein hochwertiges, phosphorfrees Roheisen, ein sogenanntes Starkeisen (*fer fort ou nerveux*) hergestellt, doch lagen die Werke, welche dasselbe herstellten, außerhalb der heutigen Landesgrenzen.

In Berburg endlich wurde aus einem Gemisch von Rasenerz und Bohnerz ein Eisen von mittlerer Qualität hergestellt, das als Mischeisen (*fer métis*) klassiert wurde.¹⁾

Leider war unsere Eisenindustrie zu Beginn des 19. Jahrhunderts den ausländischen Hüttenbetrieben gegenüber sehr im Rückstand. Die Hüttenherren hatten nur die kommerzielle Seite im Auge, verblieben in ihrem Betriebe bei der althergebrachten Routine und vernachlässigten alle Verbesserungen, durch welche die Qualität der Produkte gewonnen hätte. Man beschränkte sich auf die Herstellung minderwertiger halbfertiger Produkte, die nur wegen der niedrigen Gesteungskosten verkäuflich waren. Auch als in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts in der Eisenindustrie umwälzende Neuerungen eingeführt wurden, verblieb die Eisenindustrie teils aus Mangel an Initiative, teils aus Mangel an Verkehrsmöglichkeiten und an Kapital bei den althergebrachten Methoden mit Holzkohlenfeuerung bei Verwendung von phosphorhaltigen Rasenerzen. Selbst die niedrigen Gesteungskosten konnten die Eisenindustrie jetzt nicht mehr retten, sie siechte dahin und wäre verschwunden, wenn sie sich nicht den neuen Verhältnissen angepaßt hätte. Sie mußte von der Holzkohle zum Koks übergehen, wobei die Leistungsfähigkeit des Hochofens wenigstens verzehnfacht werden konnte.

Doch die materielle Grundlage des Rasenerzes wäre zu bescheiden gewesen, um eine nennenswerte Erweiterung der Eisenerzeugung im Rahmen des großen Eisenverbrauchs des 19. Jahrhunderts zu gestatten. Die Lagerstätten dieses Eisenerzes sind verhältnismäßig wenig mächtig und von geringem Umfang, die reicheren Partien waren bereits abgebaut und das Verbleibende durch unrationellen Abbau vielfach nicht mehr zu gewinnen. Die Eisenerzeugung betrug im Jahre 1842 nur rund 7300 metrische Tonnen. Im Jahre 1855 produzierten 15 Hochöfen mit Holzkohlen 13 bis 14.000 Tonnen Roheisen bei einem Verbrauch von 40.000 Tonnen Erz und 14 bis 15.000 Tonnen Holzkohle.

Die Erkenntnis der Verwertbarkeit der Minette, welche als Eisenerz zwischen 1848 und 1850 zuerst in bescheidenem Zusatz zum Rasenerz Verwendung fand, erlaubte eine ungeahnte Erweiterung der Basis der Eisenerzeugung. Aber aus mancherlei Gründen, wie Vorurteil, Interessenlosigkeit, Mangel an Kapital und an Transportwegen, erfolgte die Umstellung recht langsam. 1845 wurde zuerst in Eich neben Holzkohle auch Koks zur Feuerung verbraucht, aber erst 1868 hatte die Eisenindustrie sich ganz auf Koks umgestellt und gegen 1870 begann die Verlagerung der Hüttenwerke in das Gebiet der Minettevorkommen im Südwesten des Landes. Der Verbrauch an Minette im Lande betrug im Jahre 1862, also 12—13 Jahren nach den ersten Versuchen in Eich, nur 22.000 Tonnen. Im Jahre 1870 wurden im Lande 368.000 Tonnen verhüttet bei einer Produktion von 911.695 Tonnen. 67% der Ausbeute wurden im Auslande verhüttet. Im Jahre 1864 betrug die tägliche Ausbeute an Rasenerz 320 Tonnen gegen 885 Tonnen Minette. Erst 1877 ging der letzte Hochofen in Steinfort zur ausschließlichen Verhüttung von Minette über.

¹⁾ Die Angaben über die alten Hüttenwerke sowie über die Ausbeute über Bohn- und Rasenerz sind dem oben zitierten Werke von J. WAGNER entnommen.

LEHMIGE BILDUNGEN (d²) SOWIE KIES- UND GERÖLLABLAGERUNGEN (d¹) der HOCHFLÄCHEN.

Auf der geologischen Spezialkarte sind die in Verbindung mit dem Lehm auftretenden Rasenerze und Quarzite besonders gekennzeichnet (das Rasenerz durch kleine Kreise und der Quarzit durch Kreuze verschiedener Größe, entsprechend dem Umfang der Quarzitstücke). Daneben kommen auf den Hochflächen Lehmablagerungen in größerer Ausdehnung vor, die ein verhältnismäßig hohes Alter, wohl tertiär, haben müssen, da dieselben älter als die heutigen Talbildungen sind. Andere Altersbeziehungen konnten noch nicht nachgewiesen werden.

Die meisten dieser Lehme sind geröllfrei, zumal dann, wenn sie den Schichten des Jura oder der Trias in normaler Entwicklung auflagern. Nur vereinzelt treten in diesen Gebieten Gerölle auf. Nähert man sich aber dem Südrande des Oeslings so werden die Lehme stark sandig und werden bald durch ausgedehnte Kies- und Geröllvorkommen von quarzigem Gestein verdrängt. Auf stark sandigem Kalkstein oder auf Sandstein findet man vielfach eine Bedeckung von ungeschichtetem Sande. Diese Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit der unterliegenden Schichten weist darauf hin, daß bei der Entstehungsweise dieser Deckbildungen die örtliche Verwitterung die Hauptrolle spielte. Bei einer Gliederung dieser auflagernden, lockern Massen muß deshalb die Entstehungsursache herangezogen und dabei auseinander gehalten werden, was am Orte selbst entstanden ist oder doch nur wenig umgelagert wurde und was von fließendem Wasser herangefrachtet, also ortsfremd, ist. Alles was an Ort und Stelle aus den unterliegenden Schichten durch Verwitterung entstanden ist, muß als Verwitterungsboden im Zusammenhang mit dem Muttergestein bezeichnet werden, was durch fließendes Wasser umgelagert und verfrachtet wurde, ist auf der Karte als selbstständige Schicht darzustellen. Wenn die Deckbildungen nach ihrer petrographischen Zusammensetzung nicht aus den unterlagernden Schichten hergeleitet werden können, ist das ja verhältnismäßig leicht, wenn aber diese Bildungen gleiche Zusammensetzung wie die Verwitterungsprodukte des Untergrundes haben, dann ist es oft schwer auseinander zu halten, was ortseigenes oder ortsfremdes Material ist. Hierauf ist noch weiter unten zurück zu kommen.

Diese Ablagerungen der Hochflächen trifft man auf der Unterlage des Doggers, des Lias und der Trias. Daß die Lias- und Doggerschichten früher jedenfalls eine größere Ausdehnung nach Norden hin besaßen als heute und daß das heutige Triasband im Osten und Norden davon eingedeckt war, steht außer Zweifel. Sie mußten also bereits vor der Ablagerung der Hochflächenbildungen abgetragen gewesen sein, was jedenfalls auf das Bestehen einer Periode der Talbildung vor der Entstehung dieser Bildungen hinweist. Man kann nun mit guten Gründen annehmen, daß die lehmigen Bildungen der Hochflächen, soweit sie keine ortseigenen Verwitterungsprodukte sind, von den damaligen fließenden Gewässern umgelagert und verfrachtet wurden. Diese Täler können so flach gewesen sein, daß eine Ausfüllung derselben bis über die schwachen Plateaus hinauf möglich war was die weite Verbreitung der lehmigen Bildungen erklärt. Ob mit diesen alten Talbildungen die Lage unserer heutigen Haupttäler gegeben war, läßt sich schwer nachweisen. Die lehmigen Bildungen geben hier keinen Hinweis. Die Kies- und Geröllablagerungen der Hochflächen weisen indeß nach ihrer geographischen Lage darauf hin, daß sie zu der Trogregion des heutigen Flußsystemes gehören. Sie scheinen auch etwas jünger zu sein, als die Lehmbildungen. Sie sind jedenfalls jünger als die Rasenerz-Quarzitformation.

Der Lehm, wie wir generell alle Verwitterungsböden bezeichnen, die nicht aus reinem Sand bestehen, ist das charakteristische Verwitterungsprodukt unsers Klimas, das sich aus jedem Al- und Si-führendem Gestein entwickelt. Er bildet eine kalkarme, innige Mischung von Sand und Ton und kann, wenn er am Orte entstanden ist, durch alle Übergänge mit dem Muttergestein verbunden sein. Deshalb sehen wir in guten Aufschlüssen und auf ebenen Flächen, wo der verwitterte Boden nicht durch Rieselung entfernt wird, besonders in den meist geschieferten, mergeligen Liasböden einen allmählichen Übergang in ungeschichteten, gelblichen Lehm. Bei reicher Fossilführung, wie bei den Arietenkalken, führt der Lehm unten noch zum Teil angewitterte Fossilien und Kalksteinbrocken, die eine Schichtung andeuten und wird nach oben allmählich zum ungeschichteten Lehm. Die Verlehmung nimmt von unten nach oben zu und ist oben am vollständigsten, weil sie hier zuerst ansetzte. So haben wir in den im Posidonienschiefer stehenden Gruben der Ziegelfabrik von Bettemburg oben 0.30 bis

0.50 m ungeschichteten, gelblichen Lehm, dann folgt 0.15 bis 0.20 m grauer Lehm, welcher eine etwas verwischte, blätterige Struktur zeigt und durch zahlreiche vertikale Risse durchsetzt wird. Er geht allmählich in unverwitterten Papierschiefer mit Fossilien über. An dem tiefen Wegeinschnitt beim « Poteau » am Wege von Kapellen nach Olm beobachtete man im frischen Aufschluß (1938) wie die fossilarmen Tone allmählich in ungeschichteten, sandigen Lehm, 1 m bis 1.20 m mächtig, übergehen. Im untern Teil des Lehmes liegen plattige Stücke von Brauneisenerz von 2 bis 4 cm Kantenlänge und auch mehr knollige, agglutinierte Stücke von 1.5 bis 2 cm Durchmesser. Südlich Nospelt, auf der Höhe von 320 m über dem Meeresspiegel, sieht man Verwitterungslehm in unverwitterte Mergel übergehen und im Lehm stecken scherbenförmige, platte, eckige Stücke von Tertiärquarzit von etwa 200 gr Gewicht, die keine Spur eines Transportes aufweisen. Die meisten haben dichte Textur, einige sind porös und tuffartig.

Hier handelt es sich offenbar um am Ort entstehenden Verwitterungsboden. Ob aber das Material nicht stellenweise umgelagert oder zusammen geschwemmt wurde, läßt sich, zumal bei ungewöhnlichen Mächtigkeiten von 3—4 m wie beispielsweise nördlich Nospelt, nicht so leicht entscheiden, da ja auch das angeschwemmte Material die gleiche Beschaffenheit besitzt. So beobachtet man auf der weiten Hochfläche von Berdorf, bei 370—380 m Höhenlage, eine ausgedehnte Lehmdecke, die beispielsweise in kleinen Gruben folgendes Profil bietet: 0.15 m Ackerkrum, 0.20 m gelber ungeschichteter Lehm, 0.30 m graublauer Lehm, darin liegen, fast schichtenartig angeordnet Stücke von Arietenkalk. Die Stücke sind scheibenförmig oder gerundet, kartoffel- bis doppelfaustgroß. Dann folgt unverwitterter graublauer Mergel mit Kalkbänken. Ein Brunnen auf dem höchsten Punkte des Plateaus zeigt folgendes Profil: 0.30 m Ackerboden, 1.20 m gelber Lehm mit Lagen von faustgroßen, runden Kalkbrocken, darunter eine 4 m mächtige Folge von graublauen Mergeln mit Kalksteinlagen der Arietenstufe. Diese Kalkknollen findet man überall auf den Feldern der Hochfläche. Hier könnte man auf den ersten Blick an umgelagertes Material denken. Da man aber in den obersten, nur leicht angewitterten Mergellagen solche in Knollen aufgelöste Kalksteineinlagen beobachtet, so handelt es sich zweifelsohne um eine knollige Absonderungsform der Kalkbänke, die erst bei der Verwitterung in Erscheinung tritt, wobei die scheinbar geschlossene Kalkbank sich in einzelne Knollen auflöst, wie man das ja auch bei den in den Posidonienschiefern eingelagerten Bänken von Stinkkalk beobachtet. Auch zwischen Berdorf und Consdorf konnte an einer größeren Anzahl von Gruben beobachtet werden, wie der Lehm in der Tiefe von 0.50 bis 1.50 m in unverwitterten Arietenkalk übergeht.

Solche gerundete Kalkbrocken trifft man auch in dem gelben, lehmigen Boden bei Straßen, Mamer u. a. Sie dürften eine allgemeine Verwitterungsform einzelner Bänke des Arietenkalkes darstellen. Außerdem werden diese Stücke durch die Bearbeitung der Äcker weiter abgerollt.

Größere Vorkommen von gelbem, sandigem Lehm findet man bei Schweich, nördlich Beckerich, zwischen Nördlingen und Rippweiler, weiter nördlich Niederpallen im Weldbusch, südlich Jenkenhof (Ell), nördlich Oberpallen, um nur die größern zu nennen. Bei Nördlingen sind 3 m Lehm bloßgelegt, der auf Pylonotenschichten auflagert. Auch bei Schweich und Beckerich liegt der Lehm auf anstehenden Pylonotenschichten. Nördlich Niederpallen, beim Jenkenhof (Ell) und zum Teil bei Oberpallen lagert derselbe auf Steinmergelkeuper. Auch hier handelt es sich um Material, das aus der Nähe stammt und jedenfalls nur lokale Umlagerung erfahren hat. Was im Weldbusch und beim Jenkenhof auf Steinmergelkeuper liegt, ist angeschwemmter Verwitterungsboden der von den Pylonotenschichten und vom Luxemburger Sandstein stammt. Vereinzelt Gerölle, die im Lehm bei Oberpallen und beim Jenkenhof auftreten, können aus dem zerstörten, rhätischen Sandstein stammen. Der Lehm ist stark sandig. Eine Probe von Nördlingen ergab: SiO_2 90.2%; Al_2O_3 2.49%; Fe 3%. Aber auch die den Pylonotenschichten eingelagerten festen Bänke haben 38.40%; SiO_2 , 1.94%; Al_2O_3 , 2.12% Fe. In einem kleinen Steinbruch bei Rippweiler hat sich dieses Gestein längs Klüften ganz in Sand aufgelöst, der von dem sandigen Lehm von Nördlingen nicht zu unterscheiden ist und als Bausand Verwendung findet. Nach Fortführen des Kalkgehaltes bleibt ein Verwitterungsboden, der mit den genannten Lehmen identisch ist.

Wenn bei den Lehmbildungen der Hochflächen, das was am Ort entstanden als « Verwitterungslehm » von den angeschwemmten verlehmteten Massen auch theoretisch als verschiedene Bildungen auseinander zu halten ist, so läßt das sich praktisch vielfach nicht mit Sicherheit durchführen. Denn die tonigen, mergeligen oder

sandigen Talbildungen der Tertiärzeit, deren Reste etwa auf den heutigen Hochflächen erhalten blieben, sind heute ebenfalls verlehmt. Man könnte einwenden, daß die primär durch Anschwemmung und Umlagerung entstandenen Ablagerungen fließender Gewässer Merkmale aufweisen, die den aus der Verwitterung am Orte entstandenen Lehmen fehlen, wie eine gewisse Schichtung durch den Wechsel von tonigem und sandigem Material, unvermittelte Auflagerung des losen Materials auf dem unzersetzten Untergrund u. a. Dies trifft in gut ausgeprägten Fällen gewiß zu, aber es gibt auch hier Übergänge. Bei geringer Wanderung sind die Merkmale des Verwitterungslehmes kaum verwischt. Stärkere Grundwasserführung kann eine Art grobe Schichtung hervorrufen. Denn wenn der Verwitterungsboden von Gesteinen herrührt, die lagenweise stärker sandig oder tonig sind, so kann in den mehr durchlässigen Lagen das Grundwasser beispielsweise durch Absetzen von Brauneisen dem Verwitterungsboden ein streifiges, geschichtetes Aussehen geben.

Ablagerungen dieser erwähnten Art deren Zugehörigkeit zu einem der beiden Bildungstypen nicht sicher ist, finden wir beispielsweise in größerem Umfange in dem meist bewaldeten Gebiete zwischen Kapenacker und Spittelhof auf der Unterlage des Schilfsandsteines und des Pseudomorphosenkeupers. Auf den flachen Kuppen des Spittelbusches und Kreuzbusches findet man eine ausgedehnte Decke von rötlichem und gelblichem sandigem Lehm, der durch verschiedenfarbige Streifung eine Art grobe Schichtung zeigt. An der Straße nach Dreiborn ist er über 2 m erschlossen und in einer Seitenschlucht des Weißbaches beobachtete ich eine Mächtigkeit desselben von 3 m. Darunter steht Pseudomorphosenkeuper (Km¹) an. Es handelt sich offenbar um teilweise umgelagerten und zusammengeschwemmten, aber am Orte entstandenen Verwitterungsrest des Schilfsandsteines, der hier eines seiner Hauptverbreitungsgebiete hat. Irgend welche Gerölle sind in dem sandigen Lehm nicht aufzufinden.

Im südlichen Kreuzbusch haben wir dann über dem Höhenzug, der sich westlich der Straße Flaxweiler-Wormeldingen hinzieht, zwischen dem Weißbach im Norden und dem Frischbach im Süden typische Geröll- und Kieselablagerungen der alten Trogfläche der Mosel. Es sind helle und dunkle Quarz- und Quarzitgerölle, ohne Beimischung von Granitgeröllen. Sie lagern, soweit die ungenügenden Aufschlüsse im Walde dies aufweisen, auf Pseudomorphosenkeuper. Stellenweise trifft man im Walde, aber von den Geröllanhäufungen getrennt, Tertiärquarzite von 1—5 kg Gewicht.

Anderwärts kommen aber in den Geröllanhäufungen der Trogregion der Mosel vereinzelt Tertiärquarzite zwischen den Quarzgeröllen vor, so am « Bidelt » bei Ehen bis 5 kg schwere Stücke und auf « Wakelter » bei Niederdonven (310 m über dem Meeresspiegel) Stücke bis zu 1 kg. Auch bei Langsur auf dem Geisberg findet man zwischen den Flußgeröllen 1—2 kg schwere Stücke. Die Tertiärquarzite stammen aus der Umgegend und bilden die Reste von durch fließendes Wasser aufgearbeiteten Deckenbildungen.

Im Kreuzbusch zeigt sich der Gegensatz zwischen ortseigenem, zum Teil umgelagertem Material und typischen, von weit hergeschwemmten etwas jüngeren Flußgeröllen.

Ein Beispiel lokaler Zusammenschwemmung von Verwitterungsmaterial haben wir beim « Schosshaus » am Südostfuß des Helerknapp. In einer großen Sandgrube im wenig verfestigten Luxemburger Sandstein ist 5—8 m deutlich geschichteter, sehr weicher Sandstein, der sich in der Hand zerdrücken läßt, aufgeschlossen. Über dem Sandstein liegt 5 m Abraum, deutlich vom Sandstein getrennt, bestehend aus geschichtetem, sandig-lehmigem Material, vermischt mit deutlich erkennbaren Mergeln der Arietenkalke, die von kantengerundeten Kalksteinstücken und gerollten Exemplaren der *Gryphaea arcuata* begleitet sind. In diesen Schichten wurden beim Abräumen bloßgelegt 1 Stoßzahn eines Mammuts, 3 Zähne von Rhinoceros sowie ein Schädel, der bei meinem Besuche der Örtlichkeit leider bereits ins Ausland gekommen war, aber nach der Beschreibung zu Rhinoceros gehört. Es handelt sich hier um mitteldiluviale Ablagerungen eines Sees oder trägen Flußlaufes. Ein Rest von Arietenkalk liegt auf dem Helerknapp und auf dem Broucher Knapp.

Typische Beispiele von Verwitterung mit Verlehmung am Orte finden wir auf allen mergeligen Schichten der Liasformation. Größere Vorkommen treffen wir auf den Hochflächen von Tüntingen, Angelsberg, Heffingen-Christrach, beim Plankenhof südlich Fischbach und nördlich Strassen. Alle diese Plateaus sind mit gelbem Lehm bedeckt, der nach unten hin Kalksteinbrocken und angewitterte Gryphaen führt und in blaugraue, geschieferte

Mergel der Arietenstufe übergeht. Aber auch alle tragen größere und kleinere Quarzitknollen von 200 gr bis zu 20 kg und darüber, welche die letzten Reste einer älteren Lehmüberdeckung darstellen.

Wir dürfen nicht aus dem Auge verlieren, daß die Verlehmung die typische Verwitterungsform unsers Klimas seit dem mittleren Tertiär darstellt, die sich nach etwaiger Abtragung von Schichten immer wieder von neuem einstellt, insofern der Boden tonige Elemente enthält. Die Gebiete des Lias, sowie des Muschelkalkes sind meistens mit einer Lehmdecke bekleidet.

Weit verbreitet ist auch die Verlehmung auf dem Hauptkeuper, namentlich auf dem Pseudomorphosenkeuper in der normalen Entwicklung. An den Hängen, wo durch Rieselung der Verwitterungsboden abgewaschen wird, trifft man stets unverwitterten Keuper mit geringer Ackerkrume, auf den Hochflächen stets Lehmboden, zumal wenn Waldbestand auftritt. Durch geringe Wanderung kann sich der Lehm in schwachen Senken bis zu 2 m Mächtigkeit anhäufen.

Typische Beispiele trifft man auf der Hochfläche rechts und links der Strasse zwischen Rodenbour und Eschweiler. Das Plateau ist bedeckt mit graugelbem und rötlichem, grob geschichtetem Lehm in einer Mächtigkeit von 1 bis 2 m. In einigen tiefern Einschnitten sieht man einen deutlichen Übergang in den Pseudomorphosenkeuper. Es handelt sich offenbar um einen Verwitterungsrückstand des Schilfsandsteines.

Bei Berburg und bei Rodenbour trifft man in der verlehmten Deckschicht vereinzelte Quarzgerölle. Sie stammen aus dem Pseudomorphosenkeuper, in welchem sich bereits hier lokal Konglomeratbildungen einstellen. Diese Gerölle können sich sekundär auf den Niederterrassen sogar reichlicher anhäufen, wie man das beispielsweise im Syrtal unterhalb Betzdorf beobachtet.

Daß über dem Rhät auf Hochflächen sich oft reichlich Gerölle in dem Verwitterungslehm einstellen, ist bei der Konglomeratführung dieser Schichten selbstverständlich.

Alle diese Beispiele zeigen wie bei den lehmigen Bildungen der Hochflächen die Verwitterungslehme weit über die angeschwemmten Lehme vorwiegen und wie wir deshalb in dem mergeligen und kalkigen Gebiete der Juraformation vorwiegend Lehme ohne Gerölle antreffen.

In dem Gebiete zwischen dem Südrande des Oeslings und der Liasplatte, wo die Triasschichten in sandig-konglomeratischer Fazies vorkommen, treten auch die Lehme stark zurück und die jüngere Decke über den Triasschichten besteht aus Geröllern und sandigen Bildungen. Nur über den auch hier in normaler Fazies entwickelten Steinmergelkeuper finden wir lehmigen Boden. Auf den Hochflächen dieses Gebietes trifft man deshalb in weiter Verbreitung reichliche Anhäufungen von Quarzgeröllern, aber nur ein recht geringer Teil bildet angeschwemmtes und umgelagertes Material während im Süden des Landes Geröllführung das sichere Anzeichen angeschwemmten Materials durch fließendes Wasser bedeutet. Neben dem Basalgeröll der dem devonischen Untergrund unmittelbar auflagernden Triasschichten nehmen sandiges und kiesiges Material am Aufbau fast aller Schichten teil. Deshalb treffen wir überall auf geröllführende Verwitterungsböden und Quarzgerölle überdecken große Flächen. Auch das vom fließenden Wasser umgelagerte und verfrachtete Material bestand aus Kies und Geröll, doch lassen Farbe und Form der Gerölle, sowie auch die Lagerung meistens die Tätigkeit des fließenden Wassers erkennen. Auf der geologischen Karte sind beide Arten von Geröllern auseinandergelassen worden.

Im östlichen Teile des erwähnten Gebietes, wo die Trias noch in normaler Fazies ausgebildet ist, finden wir, abgesehen von den geröllreichen Verwitterungsresten des Basalkonglomerates des Buntsandsteines, nur Geröllvorkommen auf den älteren und jüngeren Flußterrassen. Die Verhältnisse seien an einigen typischen Beispielen dargelegt:

1) Lockere Deckschichten auf dem Höhenzug zwischen Reisdorf und Hösdorf. Der Weg von Reisdorf nach Hösdorf steigt an dem aus Hauptmuschelkalk bestehenden Hang zum Plateau hinauf und durchschneidet hier eine Ablagerung alter Flußschotter von groben Quarzgeschieben in einem blaßgelben, sandigen Lehm. Kalksteingeschiebe fehlen, doch kommen einige kleinere Tertiärquarzite auf sekundärer Lagerstätte vor.

Am östlichen Ende des Höhenzuges, über den alten Kalksteinbrüchen, ist ein guter Aufschluß. Über dem Kalkstein folgt eine 0.50 m starke Mergelschicht mit dünnen Kalksteinlagen. Darauf folgen 2 m ocker-

gelber, sandig-lehmiger Boden mit Brauneisenerz in Körnern und Bruchstücken. Dieser Lehm wird überlagert von Flußgeschieben aus Quarzit und Gangquarzstücken. Hier haben wir die beiden Typen übereinander: die ältere Deckschicht aus Lehm mit Brauneisenkörnern und ohne Quarzgerölle und darüber die Quarzgeschiebe einer Hochterrasse der Sauer.

Spuren beider Typen finden sich auch westlich des Weges bis zum Niederbergerhof hin.

2) In etwas abgeänderter Form finden wir beide Arten von Ablagerungen auf der Hochfläche « Capelt » nördlich von Möstrof und Bettendorf. Die tiefen Ablagerungen, welche auf dem Hauptmuschelkalk abgelagert, bestehen aus roten oder gelbroten, auch blutroten sandigen Lehmen, in welchen Quarzitgerölle meist lagenweise, seltener zerstreut liegen. Die Gerölle sind klein, gut gerollt, meist nur wallnußgroß, selten bis eigroß, oft zu Konglomerat zementiert. Auch Linsen von grobem, gelbem Sandstein sind eingelagert. Die Mächtigkeit beträgt stellenweise über 2 m.

Scharf davon getrennt, folgen darüber jüngere Ablagerungen, bestehend aus grauem Lehm mit viel größerem und reichlicherem, auch weniger gut gerundetem Geröll. Die Stücke sind oft über doppelfaustgroß, eckig und bestehen aus weißem Gangquarz oder aus dunklem Quarzitsandstein. Einzelne Stücke von Tertiärquarzit, bis zu 2 kg Gewicht kommen dazwischen vor. Die tiefen roten Ablagerungen haben größere Ausdehnung und sind die ältern Bildungen. Die Gerölle stammen wohl aus zersetztem Grenzdolomit oder aus Pseudomorphosenkeuper, die beide südlich der Sauer bereits gut gerollte, kleine Quarzitgerölle führen. Der rote Lehm ist ein zusammengeschwemmtes Verwitterungsmaterial des obersten Teiles des Muschelkalkes (Myophorienschichten).

Die grauen Ablagerungen gehören zu den ältern Bildungen des Sauertales.

3) Lockere Deckenbildungen auf dem Fohrberg westlich Bettendorf. Am Südrande des Fohrberges liegen die großen alten Steinbrüche der « Uhrheck », in welchen ein dolomitischer Sandstein, ähnlich dem Gilsdorfer, gewonnen wurde.

Die ganze Hochfläche des Fohrberges ist mit blaßrotem, etwas lehmigem, sehr feinkörnigem Sande bedeckt, der ein Verwitterungsprodukt der sandigen Grenzschichten (mo^3 , Dolomitische Schichten) darstellt, wie man an manchen Steinbrüchen beobachten kann. Auch die vielen Restkerne von dolomitischem Sandstein, die man zwischen dem Sand findet, deuten auf dessen Herkunft hin.

Nahe dem Südrande des Plateaus liegt auf dem Sande ein schmaler, langgezogener Streifen von Flußgeröllen, selten über hühnereigroß, bestehend aus Gangquarz und aus quarzitischem Sandstein. Lehm ist hier nicht vorhanden.

Die unter 1) bis 3) erwähnten Bildungen liegen auf einem zusammenhängenden Höhenzug bis zu 425 m Höhe. Die ältern Ablagerungen zeigen eine unverkennbare Abhängigkeit von den unterlagernden Schichten der obern Muschelkalkformation. Diese ist im Osten in normaler, dolomitischer Fazies entwickelt, die aber schon Gerölle führt. Die Deckschichten bestehen aus roten Lehmen mit Geröllen. Im Westen besteht eine sandige Fazies und die Deckschichten sind sandig. Wir haben also unten ältere, am Orte entstandene oder wenig umgelagerte Bildungen, welche keine Beziehungen zu der heutigen Talbildung zeigen, also älter als diese sind. Die jüngern Ablagerungen bestehen aus Quarz- und Quarzitgeschieben, die von dem fließenden Wasser von weit her gefrachtet wurden und in Beziehung zu der heutigen Talbildung stehen.

Die gleichen Verhältnisse treffen wir auf dem Plateau des Herrenberges bei Diekirch. Die Hochfläche ist fast geschlossen bedeckt von plattigen, flachgerundeten Quarz- und Quarzitgeröllen, bis zu Doppelfaustgröße, die in einem grauen, lockern Sandboden liegen. Nur auf dem höchsten Punkte, nahe dem Vermessungsturm, ist der Boden lehmig, hellrot oder ziegelrot mit seltenen kleinen Geröllen. Auf diesem höchsten Punkte liegt eine flache, länglichrunde Einmuldung, etwa 1.5 m tief und 25 m als größter Durchmesser. Daran schließt sich ein 30 m langer, 5 m breiter und 2 m tiefer Graben, wohl eine alte Lehmgrube, an. Der Boden ist oben hellrot, unten braunrot mit seltenen Geröllen. An der Basis liegt dolomitischer Sandstein. Der rote Lehm dürfte verwitterter Mergel (Ku^1) über den Grenzschichten (mo^3) sein. Die darauf lagernde Gerölldecke ist eine Flußablagerung und gehört zum Trog des Sauertales.

Auch auf dem Goldknapp bei Erpeldingen trifft man mehrere ältere und jüngere Flußablagerungen in verschiedener Höhenlage. Die älteste Ablagerung liegt auf dem Scheitel des Berges auf dem Hauptmuschel-

kalk, andere liegen auf dem Muschelsandstein, die tiefste, am Westfuß des Berges, auf dem Basalkonglomerat. Es sind Stücke von Quarzsandstein, seltener von Gangquarz, meist flache Geschiebe bis tellergroß. Nur am östlichen Aufstieg ist Lehm beigemischt.

Ältere Ablagerungen von braunrotem oder rotem Lehm mit wenigen kleinen Geröllen, wie wir sie weiter östlich angetroffen haben, sind am Goldknapp nicht beobachtet worden.

Als letztes Beispiel seien die Geröllablagerungen an den Gehängen und auf der Hochfläche des Kochert bei Feulen erwähnt.

Am Kochert bildet der untere und mittlere Muschelkalk einen abgeflachten Anstieg, über welchem Reste einer Skulpturterrasse liegen. Darüber erhebt sich der Hauptmuschelkalk zu einem Steilhang. Auf der Skulpturterrasse liegen viele nuß- bis eigroße, seltener faustgroße Gerölle, meistens aus devonischem Quarzsandstein. Vereinzelt gerollte Stücke von Hauptmuschelkalk kommen auch vor. Es sind Reste einer Flußterrasse gemischt mit ortseigenen Geröllen.

Der östliche Teil der Scheitelfläche ist geröllfrei; hier liegt ein lockerer Ackerboden auf sandigem, geröllfreiem Kalkstein. Der mittlere und westliche Teil des langgezogenen Scheitels besteht aus Zellendolomit. Hier liegt eine mächtige Decke von Quarz- und Quarzitzeröllen. Neben kleinern gut gerundeten Stücken kommen mehr plattige, häufig bis über doppelfaustgroße Stücke vor. Sie gehören offenbar der Bildung eines fließenden Wassers an, sind aber mit Geröllen vermischt, die aus dem unterlagernden Zellendolomit stammen.

Westlich der untern Alzette sind alle Schichten der Trias, mit Ausnahme des Steinmergelkeupers, sandig-konglomeratisch entwickelt. Die Bedeckung der Oberfläche mit zahlreichen Quarz- und Quarzitzeröllen als Verwitterungsreste ist deshalb, abgesehen vom Steinmergelkeuper, eine kontinuierliche. Dazu kommen vereinzelte Reste von Flußablagerungen, die natürlich auch dem Steinmergelkeuper auflagern können.

Weiter trifft man auch hier die am ganzen Rande des Oeslings weit verbreiteten Basalkonglomerate, denen ebenfalls Flußschotter gleicher Gesteinsbeschaffenheit auflagern kann.

Weitaus der größere Teil dieser Gerölle stellen die Verwitterungsreste einer Küstenfazies dar und sind als Verwitterungsprodukte auf der geologischen Spezialkarte dargestellt. Lehmige Bildungen dieser Entstehung sind bei der sandig-konglomeratischen Ausbildung der Gesteine nur über dem Steinmergelkeuper zu erwarten. Die Ablagerungen des fließenden Wassers bestehen aus dem gleichen Material, das nur eine Umlagerung und einen mehr oder weniger weiten Transport erfuhr, denn alle diese Gerölle stammen aus dem devonischen Schichtenkomplex. Was nun als Verwitterungsprodukt und was als durch Flüsse umgelagertes Material zu gelten hat, ist zwar vielfach, aber nicht in allen Fällen sicher zu entscheiden.

Umgelagerte Geröllanhäufungen auf Steinmergel können natürlich mit Sicherheit gedeutet werden. Ebenso lassen sich diese auch auf Basalgeröll oder Buntsandsteingeröll durch den Farbenkontrast, die Form und die Zusammenstellung meist leicht erkennen. Die Basal- und Buntsandsteingerölle zeigen einen rötlichen oder blauschwarzen Eisenfirnis und sind gut gerollt, während die Flußgeschiebe stets eine stumpfe gelbliche oder graue Farbe aufweisen. Dazu kommen Dolomitknauer, die den Verwitterungsgeröllen aus den Zwischenschichten stets beigemischt sind, dem Flußschotter aber fehlen. Im Basalgeröll und in den Geröllschichten des Buntsandsteines findet man Brauneisen in Schalen und Adern, das den Flußablagerungen dieses Gebietes fehlt. Beispiele beider Arten von Gerölle übereinander und nebeneinander findet man auf dem Plateau « Bloch » bei Tandel, bei Ettelbrück, bei Warken, am « Prenert » bei Buschrodt, am Westfuß des Goldknapp bei Erpeldingen u. a.

Gerölle der höhern Triasschichten des Küstengebietes lassen sich im ungestörten Verbands auch bei ungewöhnlicher Anhäufung wie beispielsweise in den Kiesgruben bei Bissen, Ewerlingen, Ell mit Sicherheit deuten. Aber bei starken Verwitterungsvorgängen ist es nicht immer leicht bei diesen mächtigen Kiesanhäufungen zu entscheiden, was ortseigen und was umgelagert und angeschwemmt ist. Nur unter Abwägen aller Umstände kann man hier mit einer gewissen Sicherheit entscheiden, obwohl es auch Grenzfälle gibt, wo die Entscheidung nicht über eine Wahrscheinlichkeit hinaus kommt, weil es in der Natur auch Fälle gibt, wo Verwitterung und Umarbeitung so enge und so nahe zusammenwirken, daß diese Vorgänge sich nicht trennen lassen,

DER LUXEMBURGER SEDIMENTATIONSRAUM IN DER NACHJURASSISCHEN ZEIT.

In der Wendezeit vom Malm zur Unterkreide wurde unser Gebiet Festland und bildete einen Bestandteil der mitteleuropäischen Landmasse. Nur durch das Gebiet des Pariser Beckens zog sich in SE—NW-Richtung eine Senke vom Schweizer Jura nach dem südöstlichen England und schuf eine Verbindung zwischen dem Mittelmeer des alpinen Raumes und dem Kreidemeer des nordwestlichen Deutschland.

Mit der großen Cenomantransgression der Oberkreide trat das norddeutsche Meer auf die Rheinische Masse und auf die Ardennen hinüber. Von der erwähnten Senke ausgehend, transgredierte das Meer auch über das ganze Pariser Becken. Im obern Senon erreichte die Transgression ihre maximale Ausdehnung und das ganze Gebiet der Ardennen und des Pariser Beckens wurden vom Meere bedeckt. Heute zeigen gelegentliche Vorkommen von Feuersteinknollen der senonen Kreidebildungen auf dem Scheitel der Ardennen auf diese Überflutung hin. In der Bucht von Commern, am nördlichen Ausgang der Eifelsenke, blieb nördlich Commern ein Relikt von fossilführendem Senon erhalten, welches dem Rhät auflagert und von Diluvium eingedeckt ist. Auch in den Geröllen der pliozänen Flurterrassen der Kyll treten östlich und südöstlich von Bitburg vereinzelt senone Feuersteinknollen auf, die aus dem Quellengebiet der Kyll im Losheimer Wald stammen dürften. Die senone Transgression dürfte also durch das Gebiet der Eifelsenke nach Süden vorgestoßen sein, so daß wohl der Schluß berechtigt erscheint, daß wenigstens ein Teil unsers Gebietes von der Transgression des Senons erfaßt wurde.

Mit dem Abschluß der Kreide beginnt der Rückzug des Meeres und zu Beginn des Eozäns gehört das Luxemburger Gebiet wieder dem Festlande an. Auf den der Verkarstung unterliegenden Kalkgebieten, die sich zu dieser Zeit über den Schweizer Jura, die schwäbische Alb, das Oberrheingebiet, den Osten des Pariser Beckens, Lothringen und Luxemburg ausdehnten, entwickelten sich die Bohnerze und die sie begleitenden Bildungen von Bolus und Huppererde. Die festländische Bohnerzformation ist eine reine Verwitterungserscheinung der Malm- und Doggerkalkbildungen Mitteleuropas, die an ein warmes Klima und chemische Umsetzung gebunden ist. Hierbei schied sich der gelöste Kalk in den großen Senken des Rhônegebietes und des Rheintales als eozäne Süßwasserkalkbildung wieder aus, während die auf den Kalkflächen zurück bleibenden tonigen Restteile einem lateritischen Zerfall unterlagen, wobei es zur Bildung des Bolus und durch weitere kolloidale Umsetzungen zur Abscheidung von konkretionärem Brauneisen, dem Bohnerz, kam. Bei stärkerer sandiger Beimischung im Kalk kam es durch selektive Anreicherung zur Bildung von Huppererde.

Die Bohnerzbildungen füllten die Spalten und Hohlräume der verkarsteten Kalkplatte aus, dehnten sich aber auch über die Oberfläche aus, wobei jedoch infolge späterer Denudation nur die Spaltenausfüllungen erhalten blieben. Nach den begleitenden Fossilien sind die Bohnerze auf primärer Lagerstätte Bildungen des mittleren und obern Eozän, können aber bis in das Diluvium hinauf Umlagerungen erfahren haben. In Lothringen und in Luxemburg tritt das Bohnerz nur auf den Weißkalken des Dogger auf. In unserm Gebiete ist es auf das Kalkplateau von Differdingen und von Esch-Rümelingen beschränkt. Die Lagerstätte bildet den Außenrand der ausgedehnten Vorkommen des nördlichen Lothringens.

Weite Verbreitung erlangten lehmige Bildungen untermiozänen Alters mit eingelagerten Konkretionen von Brauneisen und Quarzitknollen, die einst eine zusammenhängende Decke bildeten und von welchen mehr oder weniger große Relikte auf den Hochflächen erhalten blieben, die sich bis in das südliche Lothringen, bis nach Stenay und Carignan im Westen, bis über die Saar und Kyll nach Osten hin erstrecken. Sie bilden die Rasenerz-Quarzitformation. Auf primärer Lagerstätte trifft man dieselbe in unserm Gebiete auf den verschiedenen mergelig-tonigen Liasschichten. Einzelne größere Blöcke des Quarzites lagern auch dem mittleren Keuper auf.

In einer lang andauernden Verwitterungszeit unterlagen die tonig-mergeligen Bildungen der verschiedenen Liasstufen einer tiefgehenden Verlehmung als Folge eines kühlen und feuchten Klimas. Diese lehmigen Bildungen wurden von den Flüssen in flache Seen und versumpfte Niederungsgebiete verschwemmt, wo dann weitere Umsetzungen vor sich gingen. Das in den Lehmen diffus verteilte Eisen wurde wieder in Lösung gebracht und weiter um Attraktionszentren in konkretionären Knollen neu ausgeschieden. Diffus verteilte Kieselsäure konnte

ebenfalls innerhalb sandiger Einlagerungen im Lehm einen Teil des Sandes zu Quarzitknollen verkitten. Wo später der Lehm durch die Erosion weggeschwemmt wurde, liegen heute die Eisenerz- und Quarzitknollen unmittelbar auf mesozoischen Bildungen, anderwärts sind sie unregelmäßig in den lehmigen Bildungen verteilt.

Die Bildung der Rasenerz-Quarzitformation vollzog sich auf einem eingeebneten Tieflande, das sich wenig über dem Meeresspiegel erhob. Die Bildungen erstreckten sich jedenfalls auch über das Oesling, das in dem Untermiozän noch mit Schichten mesozoischen Alters eingedeckt war. Heute liegen die primären Vorkommen im Mittel zwischen 320 und 350 m über dem Meeresspiegel als Folge epigenetischer Bewegungen der jüngeren Pliozänzeit und des älteren Diluviums.

In der südlichen Eifel gehört das zwischen Daun und Wittlich gelegene, von Brüchen eingerahmte Braunkohlengebiet von Eckfeld zu der gleichen Bildung. Es ist ein vereinzelter Rest der einst mit den Braunkohlenvorkommen der niederrheinischen Ebene im Zusammenhang war. Das Süßwasserseengebiet der Rasenerz- und Quarzitformation können wir als eine Fazies der untermiozänen Braunkohlenformation ansehen, wobei durch die Eifelsenke eine Verbindung zwischen der niederrheinischen Senke und der Braunkohlenvorkommen der Eifel sowie den Rasenerz- und Quarzitbildungen des Luxemburger Ablagerungsraumes bestand.

Die Grenzen des Gutlandes gegen den heutigen devonischen Rand des Gutlandes d. i. Westrand des Hunsrück und Südrand des Oeslings, traten morphologisch kaum in Erscheinung. Die Rasenerz-Quarzitablagerungen selbst lagerten auf einer vormiozänen Einebnungsfläche den verschiedenen, teilweise abgetragenen Liasstufen auf.

In der jüngeren Miozänzeit setzte eine Heraushebung des Gebietes, begleitet von Faltenbildung ein. Es bildeten sich weitspannige Verbiegungen, die an ältere hercynische Strukturen ausschließen und die Wiederbelebung der bereits in der Trias und im Jura festzustellenden Verbiegungen sind. Diese wurden in der Miozänzeit weiter ausgeprägt und vielfach durch Brüche zerstückelt. Es sind Ausklänge der in dem alpinen Raum vor sich gehenden gewaltigen Orogenese. Bezeichnend ist für unser Gebiet der enge Zusammenhang zwischen Verbiegungen und Brüchen. Wenn auch die Anlagen zu einigen Hauptbrüchen bereits auf älteren tektonischen Bewegungen beruhen, so sind doch die Brüche im allgemeinen jünger als die Falten, durch welche ihr Weg vielfach vorgezeichnet ist. (Vgl. auch das Kapitel über die Tektonik des Luxemburger Mesozoikums). Die Seenbecken der Rasenerz-Quarzitformation liefen infolge der miozänen Heraushebung bald aus und auf den trockengelegten Ablagerungen legte sich ein Flußsystem an, das als der Vorläufer des heutigen zu gelten hat.

Unter dem Einfluß der fortdauernden, differentiellen Heraushebungen bildete sich im Jungpliozän und im Altdiluvium eine neue morphologische Formgebung unsers Gebietes heraus, wobei die devonischen Randgebiete an einer flexurartigen Aufbiegung stärker gehoben wurden als der innere Teil der sogenannten « Luxemburger Bucht ». Die Aufbiegung und Heraushebung des Rahmens erfolgte am Rande des Oeslings fast bruchlos. Am Rande des Hunsrück ist sie von eng gedrängten, zum Gebirgsrand parallel verlaufenden Brüchen begleitet. Das Innere des mesozoischen Sedimentationsraumes bildet so eine flache Mulde, die Randgebiete flache Aufwölbungen. Die Achse der muldenförmigen Einbiegung steigt im allgemeinen nach NE an. Sie verläuft im Westen nach NE, im Osten nach NNE. Sie schwenkt also in die Richtung der Eifeler Quersenke ein, während sie im Westen in die im östlichen Teil des Pariser Beckens vorherrschende Richtung einlenkt. Die Neigung der Schichten ist im Innern der Mulden schwach, 2—3%, am Rande kann sie bis zu 10% und lokal darüber ansteigen. Die Ränder sind auch stärker von Brüchen durchsetzt als das Innere. Sie sind besonders häufig am östlichen Rande der alten Quersenke und verlieren sich nach Westen, wie sich dort auch die Falten verwischen. Die stärkere tektonische Beanspruchung lag deutlich im Osten.

Durch die spätpliozäne Heraushebung wurden Oesling und Hunsrück zu einem Rahmengenbiet des Luxemburger Mesozoikums, dessen heutige Umrandung durch den Verlauf dieses devonischen Rahmens bestimmt ist. Diese Umrandung ist unabhängig von dem Verlauf der ursprünglichen Uferlinien und bildet einen jungen Erosionsrand, welcher, unbekümmert um die fazielle Ausbildung, parallel zur Achsenrichtung der Flexuren erfolgte, an denen die stärkere Aufwölbung des Rahmens vor sich ging. Die bandförmige Anordnung der Schichten, wobei die jüngsten am weitesten nach dem Innern zurück treten, ist keine Folge einer ursprünglichen regressiven Sedimentation, sondern eine reine Erosionserscheinung, bedingt durch eine stärkere Aufwölbung der Schichten

am Rande der heutigen Mulde als in ihrem Innern. Die Heraushebung erfolgte ruckweise und hielt auch im Diluvium an, worauf auch die Anordnung und Verbiegungen der Terrassen der Hauptflüsse, besonders der Saar und Mosel, hinweisen. (Vgl. auch: Bd. III, p. 274 der Veröffentlichungen des Geologischen Landesaufnahmedienstes.)

Das miozäne Flußsystem paßte sich diesen Bodenbewegungen an und so entwickelte sich allmählich das spätpliozäne Entwässerungssystem, das die heutigen Hauptsammelrinnen umfaßte.

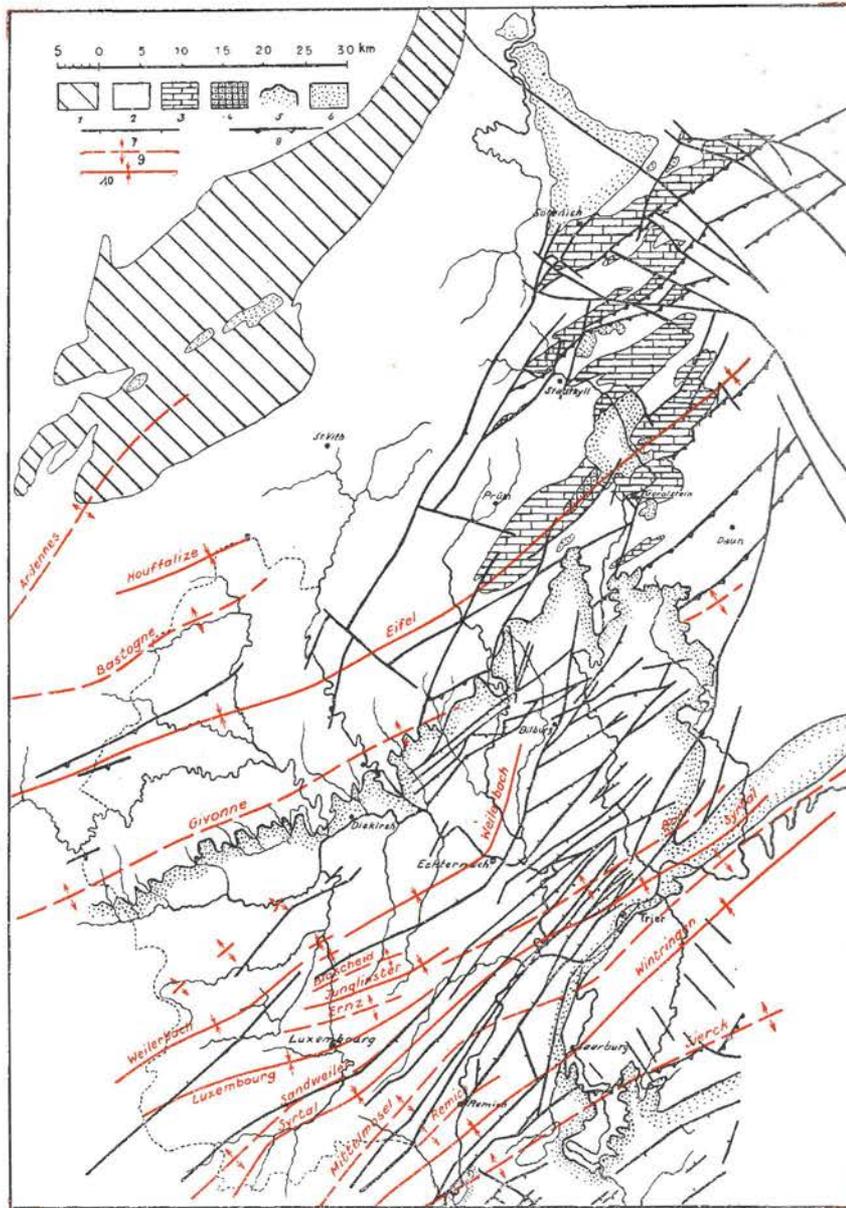


Fig. Nr. 26. — Strukturkarte der Eifeler Quersenke.

1. Kambro-Silur des Massifs von Stavelot; 2. Unterdevon; 3. Mitteldevon; 4. Oberdevon;
 5. Heutige Umrandung des Gutlandes; 6. Mesozoikum der Bucht von Commer und
 der Eifel; 7. Verwerfungen; 8. Überschiebungen; 9. Sattelachsen; 10. Muldenachsen.

DIE TEKTONIK DES LUXEMBURGER MESOZOISCHEN SEDIMENTATIONSRAUMES.

In ihren Grundzügen stellt die Struktur des Oberbaues des Luxemburger Raumes eine Fortbildung der alten Anlagen des Unterbaues in einem anders gearteten Gesteinsmaterial dar. In beiden lösen Bewegungen in der variscischen und in der rheinischen Richtung einander ab. Nur die Ausgestaltung ist eine andere, indem die weiche Falten tektonik der hercynischen Gebirgsbildung durch die starre Bruchfalten tektonik der jüngern Orogenese ersetzt wird.

Der hervortretende Zug des Bauplanes des Luxemburger mesozoischen Raumes ist die muldenförmige Lagerung der Trias in einer NNE-streichenden Quersenke innerhalb des Rahmens des Hunsrück-Eifelmassives und der Ardennermasse. Bei der im obern Keuper einsetzenden Zerstückelung des gallischen Festlandes tritt ein deutliches Umschwenken der Sedimentierung in die SW-streichende Richtung ein und das Gebiet tritt in Beziehungen zu dem sich bildenden Pariser Becken, die im untern Dogger enger werden. Auch die Lothringer Furche wird zum Randgebiet dieses Beckens, wobei ihr Muldentiefstes sich allmählich nach Westen verschiebt.

Es ist gewiß kein Zufall, daß im Gebiete des Umschwenkens der variscischen Richtung in die rheinische, also in der Mosel- und Untersauerengegend, das Bruchnetz besonders eng ist, während im Südwesten des Landes die Störungen allmählich ausklingen. Schwache Falten der SW—NE-Richtung lassen sich am südlichen Rande der Ardennen bis an die Aisne nachweisen. Das zeigt, daß die aus dem Pariser Becken herziehenden Faltungen nach Osten in die Eifelsenke einschwenken.

Die muldenförmige Lagerung des Luxemburger Mesozoikums und dessen allmähliches Einsinken nach SW sowie das Auftreten immer jüngerer Schichten in der südwestlichen Richtung erwecken auf den geologischen Übersichtskarten den Eindruck als seien die mesozoischen Schichten in einer ursprünglich nach SW geöffneten und nach NE stark eingeeengten Ausbuchtung des Pariser Beckens abgelagert worden. Das entspricht aber keineswegs der tatsächlichen Entwicklung.

Paläogeographisch und paläotektonisch ergibt sich das Bild wie es in den vorhergehenden Kapiteln über die Ausbildung des Sedimentationsraumes in der Trias und im Jura dargestellt wurde. Die heutigen, durch die Erosionstätigkeit bedingten Umriss entsprechen nicht dem alten Bauplan, sondern sind eine Folge jüngster Bewegungen und Heraushebungen des Rahmens des mesozoischen Ablagerungsraumes. Auch durch die heutigen Umriss schimmern überall die Linien des alten Bauplanes durch und die stetige Reaktivierung alter Strukturen ist bezeichnend für die tektonische Entwicklung bis zu den jüngsten Bewegungen hinauf.

Das ganze Gebiet zeigt deutliche Faltung, die aber neben den Brüchen zurück tritt. Doch eine genauere Analyse der tektonischen Bewegungen ergibt, daß die Falten das Primäre sind und daß den wichtigsten Brüchen, in enger Abhängigkeit von den Falten, stets der Weg durch die Verbiegungen vorgezeichnet ist. Die Bruchtektonik bezeichnet gleichsam die empfindlichere Gleichgewichtseinstellung bei Überbeanspruchung des starren Materiales durch die Verbiegung.

Die tektonischen Elemente unsers Gebietes sind weder gleichalterig in ihrem Entstehen noch gleichwertig in ihrer Bedeutung für die Gestaltung des mesozoischen Ablagerungsraumes. Aus dem Neben- und Ineinander der gegenwärtigen tektonischen Ruhezustände haben wir eine Altersfolge der Bewegungen abzuleiten und deren Bedeutung für den Gesamtbau klar zustellen. Unter diesem Gesichtspunkte sollen die tektonischen Strukturen beschrieben und zergliedert werden, um dann aus der Analyse ein Gesamtbild zu gestalten.

1. DIE TEKTONISCHEN ELEMENTE.

In der Struktur des Oberbaues lassen sich die nachstehenden tektonischen Elemente unterscheiden. (Vgl. auch die tektonischen Karten Fig. 26 und Tafel IV sowie die Profile auf Tafel V.)

Der Sattel von Sierck.

Der Triassattel von Sierck bedeutet die Wiederbelebung einer alten Strukturzone am Südrande des Hunsrück, der sogenannten Hunsrückschwelle, deren erste Anlage in die sudetische Phase der hercynischen Faltenbildung zurück reicht. (Orogenese zwischen Unter- und Oberkarbon.)

Diese alte Schwelle am Südrand des Hunsrück mit variscischer oder SW—NE-Streichrichtung entspricht der Grenze der Saarsenke gegen das tektonische Hochgebiet des Hunsrück. Im jüngern Paläozoikum trennt letzteres den Ablagerungsraum des Rotliegenden in der Saarsenke von dem der Wittlicher Mulde. Die Achse der Schwelle sinkt aber zwischen Saar und Mosel so kräftig gegen Südwesten ein, daß sich im Luxemburger Raum der Übergang der Eifelsenke in die Lothringer Furche vollzieht und in diesem Einbiegungsraum das obere Rotliegende eine Verbindung zwischen der Saarsenke und der Wittlicher Mulde findet. Das weite Ausbiegen der konglomeratischen Bildungen des Oberrotliegenden nach SW zwischen Trassem und Saarlöcher deutet dieses Absinken der Achse der Hunsrückschwelle im Gebiete von Sierck deutlich an. (Vgl. auch das Kapitel: Das Rotliegende und die Anlage des Luxemburger mesozoischen Ablagerungsraumes, p. 300.)

Die Schwelle bildete im Gebiete von Sierck zur Vogesensandsteinzeit eine Uferzone mit einem reliefreichern Hinterland. Vom obern Buntsandstein ab war aber das Land eingeebnet und seit dem Beginn des mittleren Muschelkalkes war der devonische Quarzit der Schwelle im Gebiete der Mosel von einem mesozoischen Sedi-
mentmantel eingehüllt. Wie weit diese jüngern Bildungen nach Osten auf die eingeebnete Schwelle und die ganze Hunsrückmasse übergriffen, ist nicht bekannt.

Im Tertiär bestand jedenfalls eine einheitliche Einebnungsfläche über die Luxemburger mesozoische Mulde, Hunsrück, Eifel und Saarsenke. Die alten Taltröge der Mosel und Saar nebst den andern Zuflüssen wurden im Jungpliozän auf dieser Einebnungsfläche angelegt, auf welcher die tektonischen Grenzen, die heute zwischen der Eifelsenke, den alten Massiven und der Saarsenke bestehen, morphologisch noch nicht ausgeprägt waren. Erst nach Anlage der Trogfäche des heutigen Flußsystemes begann die Aufwölbung der alten Schwellen (Hunsrück, Oesling), die bis in die jüngste Zeit anhielt, was auch aus dem antezedenten Maaslauf für die Ardennen zu erkennen ist.

Die Einebnungsfläche auf welcher das Flußsystem der Mosel mit der Saar angelegt wurde, überspannte jedenfalls gleichmäßig verschiedene Bauelemente und lag tiefer als die heutigen Rumpfreionen dieser Gebiete. (d. i. diejenigen Hochflächen, die ohne Beziehung zu den heutigen Tälern sind.) Die junge Heraushebung des eingeebneten Gebietes war keine en bloc-Bewegung, sondern ein differentieller Vorgang, der an alte, hercynisch angelegte Strukturlinien anschloß. So läßt sich aus den Verbiegungen der ältesten Flußterrassen der Saar die Sonderaufwölbung des Hunsrücksattels gegenüber dem südlichen und westlichen Vorland deutlich erkennen.

Der Verlauf des NE—SW streichenden Sattels ist durch den Vorsprung eines Kernes von Taunusquarzit in die mesozoische Schichtenfolge gegeben, und zieht über die Quarzitmassen von Orscholz, Oberleuken, über die bewaldete Masse des Schwarzbruches zu den Quarzitklippen von Sierck. Der mesozoische Oberbau des Sattels umfaßt Buntsandstein und Muschelkalk und ist im Süden und Norden durch variscisch streichende Verwerfungen begrenzt. Hierbei wird der Südfügel durch mehrere streichende Brüche in staffelförmiger Anordnung durchsetzt, die eine Verwerfungstreppe bilden, während am Nordrand eine vereinzelte Verwerfung, die Schengener Hauptverwerfung, die Grenze bezeichnet.¹⁾

Die Schengener Hauptverwerfung setzt bei Beuren, östlich der Mosel mit geringer Verwurfshöhe ein und auch an der Westseite des Stromberges bleibt ihr Betrag gering, nimmt aber von Niederkontz ab so zu,

¹⁾ Vgl. auch das Blatt Sierck der geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen.

daß bei Berg Bunte Mergel (Ku¹) in Kontakt mit dem Gryphitenkalk (li¹⁻³) gelangen. Sie zieht südlich Diedenhofen durch und läßt sich bis nach Moyeuve hin verfolgen, wo sie von andern, ebenfalls in SW-Richtung streichenden Verwerfungen, abgelöst wird.

Senkrecht zu diesen streichenden Verwerfungen ziehen östlich des Moseltales mehrere NW—SE gerichtete Querbrüche mit geringer Sprunghöhe durch.

Westlich des Moseltales, am Westrande des Stromberges, sinkt der Sattel an der Stromberg-Verwerfung unvermittelt zur Tiefe und tritt morphologisch nicht mehr in Erscheinung.

Die Strombergverwerfung zieht zuerst in meridionaler Richtung von Hüntingen bis nach Kontz, wo sie in NE-Richtung umschwenkt und sich in zwei staffelartig angeordnete Aeste spaltet, die am Nordrand des Stromberges die Mosel durchsetzen und nordöstlich von Apach in die Schengener Hauptverwerfung einlenken. Die Stromberg-Verwerfung bringt bei Hüntingen km¹ in Kontakt mit ku², am Stromberg km¹ mit mm¹, nordöstlich Perl mo¹ mit mo².

Die Bewegungsdifferenz zwischen dem Stromberg östlich dieser Verwerfungen und dem Liasplateau von Bürmeringen, westlich derselben, beträgt rund 190 m an der Linie wo die Landesgrenze diese beiden Gebiete schneidet. Sie erreicht hier ihr Maximum und nimmt nach NE und nach SW allmählich ab. Dabei wäre es ungenau zu sagen, der Stromberg sei um diesen Betrag gehoben, oder das Plateau von Bürmeringen gesunken. Über den Betrag der absoluten Bewegung wissen wir nichts, wir können nur die Bewegungsdifferenz zwischen zwei ungleich bewegten Rindenstücken feststellen. Aus der Antezedenz des Moseltales dürfen wir schlußfolgern, daß höchst wahrscheinlich beide Stücke gehoben wurden, das eine aber kräftiger als das andere, so daß das westliche um den genannten Betrag zurück blieb.

Vergleichen wir die Mächtigkeit der Sedimente auf dem Sattel von Sierck und in der anschließenden Mulde von Wintringen so erhalten wir folgende Gegenüberstellung:

Stromberg und Umgegend Bohrloch von Mondorf.

mu :	30 m	26 m
mm :	60 m	111 m
mo ¹⁻³ :	68 m	64 m
ku + km ¹ :	70 m	117 m
km ² + km ³ :	70 m	102 m
ko :	8 m	16 m
zusammen	306 m	436 m.

Die Mächtigkeitsabnahme der mittleren und obern Trias im Bereiche des Sattels um ein Drittel gegenüber der Mulde ist gewiß keine zufällige. Die Zunahme macht sich ausschließlich während der Ablagerung pelitischen Materials im mittleren Muschelkalk und im Keuper geltend und weist auf ein Absinken der Mulde während der Triaszeit hin.

Jurassische Bildungen fehlen östlich der Strombergverwerfung gänzlich. Auf dem Stromberg sind alle mesozoischen Ablagerungen bis zum Hangenden des Nodosuskalkes abgetragen. Daß aber auch die höhern Schichten zur Ablagerung kamen und zwar in der gleichen Fazies wie auf dem Plateau von Bürmeringen, steht außer Zweifel. Wann die Abtragung begann, ist unbekannt. Aus theoretischen Überlegungen und aus Vergleichen mit andern Gebieten dürfen wir annehmen, daß sie spätestens in der Wendezeit Oberkreide — Tertiär einsetzte. Jedenfalls waren zur Zeit des Entstehens der lehmigen Bildungen auf dem Stromberg und auf dem Plateau von Bürmeringen die Sedimente auf ersterem bis zum Dache des Nodosuskalkes, auf letzterem bis zu den Arietenkalken erodiert. Die kräftigere Abtragung auf dem Stromberg ist eine Folge der kräftigeren Heraushebung längs den das Gebiet durchsetzenden Brüchen. Die Anlage der Brüche ist jünger als die jurassischen Bildungen, aber älter als die Höhenlehme auf dem Stromberg und auf dem Plateau von Bürmeringen. Die Anlage zur Verbiegung ist aber älter als die Brüche. So dürfte die Stromberg-Verwerfung in dem bereits in der ältern Trias bestehenden Achsengefälle des Sattels nach SW ihre Ursache haben.

Wichtig sind für die Altersbestimmung tektonischer Vorgänge die eben erwähnten lockern Ablagerungen auf dem Stromberg zwischen 310 m und 312 m und auf dem Plateau von Bürmeringen zwischen 280 und 287 m Höhenlage. Es sind gelbe Verwitterungslehme mit vereinzelt Quarzgeröllen, die von den Kieselablagerungen der Moselterrassen scharf zu trennen sind. Letztere trifft man auf dem südwestlichen Teil der Hochfläche des Stromberges in einem größeren Aufschluß bei 300 m Höhe und bei Emeringen bei 210 m. Diese lehmigen Ablagerungen, die anderwärts Quarzitblöcke (sogenannter Tertiärquarzit) und Brauneisenkonkretionen führen, haben regionale Verbreitung und bildeten einst eine zusammenhängende Decke über der alttertiären Verebnungsfläche unsers Gebietes und sind frühmiozänen Alters. (Vgl. Das Kapitel: Rasenerz-Quarzitformation). Es ist als gesichert anzunehmen, daß diese Formation auf einer nahezu ebenen Fläche gebildet wurde. Die Restvorkommen liegen auf den Hochflächen und stehen in keinem Zusammenhang mit den heutigen Talbildungen oder Flußablagerungen unsers Gebietes. In diese miozäne Decke wurde ein Flußsystem angelegt, das als Vorläufer des heutigen gelten kann und dem das heutige wahrscheinlich die Hauptlinien entlehnt hat, wobei aber sowohl die Flußrichtung wie auch der Verlauf der Wasserscheiden manchfachem Wechsel unterliegen konnten. Die Trogregion der Hauptflüsse des Landes, namentlich des Moseltales, ist wohl in dieser lockern Bildung angelegt worden. Doch nimmt E. KURTZ an, daß die Urmosel nicht bei Trier nach Nordosten floß, sondern durch die Triasmulde über die Eifel nach der Kölner Bucht hinzog.¹⁾

Diese Lehmgebilde sind älter als die jüngsten tektonischen Verbiegungen, welche unsere ältesten Hochterrassen der heutigen Täler betroffen haben. Sie sind auch älter als die jüngsten an den Verwerfungen ausgelösten tektonischen Bewegungen. Die Bewegungsdifferenz zwischen Stromberg und dem Plateau von Bürmeringen würde seit dieser Zeit bis heute also rund 25 m betragen. Der restliche Unterschied von im Mittel rund 165 m in der gegenseitigen Höhenlage wäre die Differenz vormiozäner tektonischer Bewegungen, die an Verwerfungen und Verbiegungen ausgelöst wurden und deren Anlage bis in die Trias zurückreichen mag.

Die Mulde von Wintringen.

Wie der Sattel von Sierck die Wiederbelebung der südlichen Hunsrückschwelle, ist die nördlich anschließende Mulde von Wintringen die posthume Entwicklung und Fortsetzung einer hercynischen Anlage, nämlich der Mulde des mittleren Hunsrück, die, von NE nach SW, von Bernkastel über Trittenheim, dann das mittlere Ruwertal querend nach Saarburg zieht. Im Moseltal ist die konform angelegte Triasmulde zwischen Remerschen und Stadtbredimus gut ausgeprägt. Das Muldentiefste liegt bei Wintringen. Dem Nordflügel ist bei Remich ein schmaler Sattel eingeschaltet.

Die südöstliche Begrenzung ist durch die Verwerfung von Schengen gegeben. Gegen Norden stößt die Mulde von Wintringen an einer Verwerfung ab, welche östlich der Mosel von Palzem nach Soest zieht. Westlich der Mosel setzt diese Grenze in dem Verwerfungsgebiet fort das östlich Bous durchgeht und nach Mondorf zieht. Diese SW—NE gestreckte Verwerfungszone hat von Soest bis südlich Mondorf grabenartigen Bau. Von Mondorf zieht die Störungszone über Großhettingen nach Avril und Mance. Wir bezeichnen die Störungszone zwischen Mondorf und Bous als « Graben von Mondorf ». Er ist in der Gegend von Mondorf besonders gut bekannt, wo er von der « Verwerfung von Mondorf », westlich des Dorfes, und von der « Parkverwerfung » begrenzt wird. Die Parkverwerfung wurde von den beiden Bohrlöchern des Bades durchfahren.

Der im Nordflügel der Mulde eingeschaltete Sattel von Remich ist durch das Emporragen des Hauptmuschelkalkes bei Remich, durch die hohe Lage des Rhät auf der « Gleich » und durch das Auftauchen von Luxemburger Sandstein bei Emeringen angedeutet. Die « Parkverwerfung » kann als die nordwestliche Begrenzung dieses Nebensattels angesehen werden. Auf der « Gleich » westlich Remich, liegt die Oberkante des Rhät bei + 286 m, im Bohrloch « Kind » bei + 152 m, was einem Achsengefälle von 2,4% entspricht. Im Graben von Mondorf liegt die Oberkante des Rhät an der Wolfsmühle bei + 201 m, in der Bohrung « Maria Adelheid »

¹⁾ E. KURTZ, Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. — Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 83, 1931.

bei + 115 m¹). Das Gefälle beträgt hier 2.7%. Im Moseltal liegt die Oberkante des Rhät bei Schengen bei + 260 m. Das Gefälle des Südflügel gegen die Achse beträgt im Moseltal, am Rhät gemessen, 1.9%; dasjenige des Nordflügels 1.3%.

Die Mulde von Wintringen bildet demnach eine grabenartige Einsenkung zwischen Verwerfungen. Der muldenförmige Bau erklärt das weite Vordringen der Myophorienschichten auf der Hochfläche zwischen Mosel und Saar bis über Soest hinaus, die tiefe Lage des Rhät bei Wintringen und Remerschen und in ihrem Nordflügel bei der Wolfsmühle (Ellingen), sowie das weite Vordringen nach Norden von Betatonen, Davoeikalk und Margaritenschichten bei Püttlingen. Gegen Süden läßt sich die flachmuldenartige Lagerung noch bei Diedenhofen nachweisen. In ihrer Fortsetzung liegt das Erzbecken der Orne.

Die Verwerfungen zeigen, ebenfalls wie auf dem Sattel von Sierck, die Tendenz sich zu gabeln und umfassen innerhalb dieser Gabelung langgestreckte, schmale Gräben. Die Richtung der Mulde ist deutlich SW—NE, auch die Verwerfungen zeigen im Süden diese Richtung. Bei Annäherung an das alte Gebirge, also rechts und links des Moseltales, schwenken sie in die NNE- bis Nordrichtung über und durchsetzen, unbekümmert um die allgemeine variscische Richtung der Verbiegungen, den kleinen Sattel von Remich. Es zeigt sich also auch hier das Schwanken zwischen zwei Richtungen, der variscischen und der rheinischen, die ja auch im Gesamtplan mehrmals geändert haben, wo bald die im variscischen Streichen liegenden Verbiegungen, bald die in der rheinischen Richtung sich erstreckenden Quersinken für die Sedimentation richtungsgebend sind. (Siehe die Kapitel über die Entwicklung des Sedimentationsraumes in der Trias und im Jura.)

Der Sattel der mittleren Mosel.

Auch der Sattel der Mittelmosel steht in unmittelbarer Verknüpfung mit einer Aufbiegung des devonischen Unterbaues. Am Nordwestrand des Hunsrückmassives, im Gebiete der Moselschlingen zwischen Bullay und Longuich, weiter südlich des Moseltales bis zu der untersten Saarschlinge bei Kanzen zieht ein NE—SW streichender Sattel, der den Hunsrück gegen die Innensenke der Wittlicher Gegend begrenzt. In dessen Fortsetzung und in kongruenter Lagerung zum Unterbau taucht im Moseltal zwischen Wormeldingen und Deisermühle der Muschelsandstein in einem flachen Rücken auf und die sattelförmigen Lagerungsverhältnisse des mesozoischen Oberbaues lassen sich nach SW bis nach Lothringen hin nachweisen.

Über den Betrag der Aufwölbung geben folgende Höhenlagen der roten Tone des Rhät Aufschluß: An der alten Straße von Ellingen nach Erpeldingen + 210 m, an der Straße von Dalheim nach Bous + 311 m, im «Stampf» bei Roedt + 313 m, an der Südseite des Witeschberg bei Medingen + 331 m, im Syrtal westlich Medingen + 320 über N.N. Die hohe Lage des Hauptmuschelkalkes bei Oberdonven, Gostingen, Kanach und Bous, die hohe Lage des Rhät über der Südseite des Trintinger Tales, die Heraushebung des Luxemburger Sandsteines nach Süden bis bei Groß-Hettingen sind durch diesen Sattel bedingt.

Die Südostgrenze ist durch den Graben von Mondorf gegeben, die Nordwestgrenze ist wenig scharf und der Übergang zu der nächstfolgenden Mulde ist ein allmählicher. Die Grenze geht nördlich Deisermühle, über Beyern, Mutfort und folgt der Verwerfung des oberen Syrtales, geht dann über Peppingen, östlich Düdelingen nach Wolmeringen. Am Gintzenberg bei Düdelingen weist das steile Einfallen der Glimmermergel (dom^{m1}) nach Westen auf den Westflügel des Sattels hin. Der Rücken von Avril, welcher die Eisenerzmulde von Oettingen von dem Ornebecken trennt, liegt in der Fortsetzung des Sattels der mittleren Mosel.

Südlich des Trintinger Tales sind die Verwerfungen wenig zahlreich und streichen in der Richtung SW—NE. Weiter nördlich häufen sie sich, schwenken in die NNE-Richtung um und durchsetzen die sattelförmig aufgewölbten Schichten in einem spitzen Winkel zur Achsenrichtung. Der Sattel wird in schmale Gräben und Horste zerlegt, die mit dem Moseltal und dem Westrand des Hunsrück parallel laufen und diese Richtung bis in das

¹) Beide Bohrungen sind im abgesunkenen Flügel über der Verwerfung angesetzt, durchstoßen dieselbe und dringen in das tektonisch höher liegende Gebirgsstück ein. (Vgl. auch das Profil der Bohrungen auf Tafel Nr. 4).

Gebiet der untern Sauer, unbekümmert um die allgemeine Faltenrichtung, beibehalten um dann östlich des Sauertales wieder in die NE-Richtung einzulenken und parallel mit den Falten zu streichen. Östlich der untern Sauer ist also die variscische Richtung wieder vorherrschend.

Der wichtigste Schmalgraben ist derjenige von Greiveldingen. Er zieht über Greiveldingen, Lenningen, Niederdonven, Machtum, Wellen und ist stellenweise auch orographisch gut ausgeprägt. Nach Süden schwenkt er in den Graben von Mondorf ein. Ein anderer Schmalgraben zieht über Gostingen, Canach, Roedt. Wir bezeichnen ersteren als den Schmalgraben von Niederdonven, letzteren als den Schmalgraben von Canach, weil dieselben bei diesen Ortschaften im Landschaftsbild besonders gut hervortreten. Zwischen diesen Gräben ziehen kleine Horste oder staffelartig angeordnete Brüche hin, so daß sowohl die Topographie wie auch das geologische Kartenbild von den Brüchen beherrscht wird, obgleich es hier besonders klar hervortritt, daß die Falten tektonik und die variscische Richtung das Primäre, die Bruchtektonik das Nachträgliche und Jüngere darstellen.

Anmerkung. — Nach Abschluß des Manuskriptes erhielt ich die Eulletins de la Société géologique de France von 1941 bis 1946, welche während der deutschen Besetzung unsers Landes nicht zugelassen wurden. Im Bulletin, tome XI, fasc. 1—3, année 1941 p. 35—73 findet sich eine gut dokumentierte Arbeit von L. GUILLAUME: Contribution à la stratigraphie et à la tectonique du Lias dans la région de Thionville; le fossé de Thionville. Auf Grund der Ergebnisse von 10 Bohrungen, die 1931—1933 nördlich und östlich von Hettange zwecks Versorgung von Festungsanlagen mit Wasser hinunter gebracht wurden, sowie von zwei weiteren Bohrungen, die 1932 und 1934 in Thionville zum gleichen Zwecke ausgeführt wurden, konnte auf der Basis der

0 0,5 1 1,5 2 2,5 km. Echelle des longueurs.

0 50 100 200 m. Echelle des hauteurs.

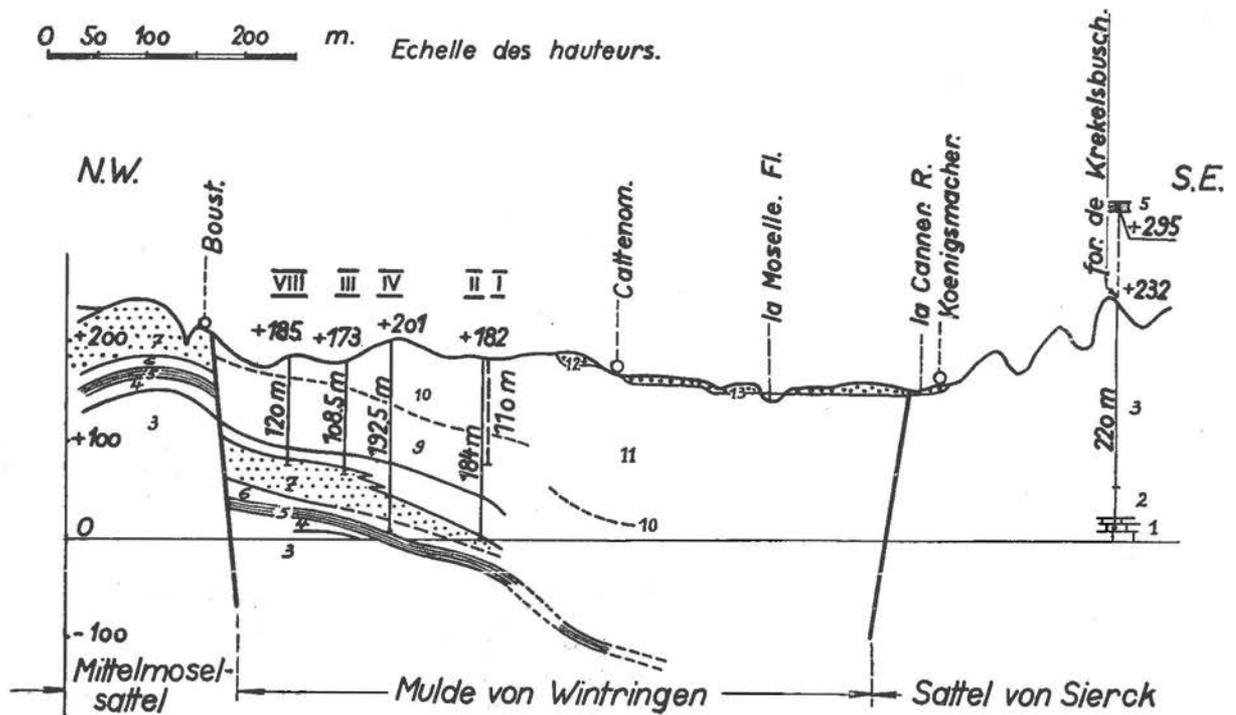


Fig. Nr. 27. — NW—SE gerichteter, halbschematischer Schnitt durch den « Graben von Thionville » zwischen Boust und Königsmacher (nach L. GUILLAUME).

1. Stromberg — Dolomit (Oberer Muschelkalk); 2. Lettenkohle (Myophorienschichten); 3. Keuper; 4. Unterer Rhät; 5. Rote Tone des Rhät (Marne de Levallois); 6. Unterer Gryphitenkalk; 7. Hettinger Sandstein (Luxemburger Sandstein); 8. Oberer Gryphitenkalk; 9. Lotharingien — Unteres Charmouthien; 10. Kalke des *Deroceras Davoei*; 11. Mittleres Charmouthien; 12. Sandstein mit *Am. costatus*; 13. Alluvium der Mosel.

Lage der roten Tone des Rhät (marnes de Levallois) zwischen Königsmachern und Boust ein Profil aufgestellt werden, das die Fortsetzung der Tektonik des südöstlichen Teiles Luxemburg nach Lothringen hin trefflich zum Ausdruck bringt, wie das aus Fig. N^o 27 nach L. GUILLAUME hervorgeht.

Beizufügen wäre noch, daß die Bohrungen ergebnislos blieben oder zu Trinkzwecken ungeeignetes Wasser lieferten. Über die Auswahl der Ansatzpunkte gibt die oben zitierte Arbeit folgende Auskünfte:

Il convient de signaler, tout d'abord, le rôle important joué par les sourciers dans la mise en route de ces forages et l'intrépidité de leurs conseils. La géologie n'intervint qu'ensuite, pour limiter les dégâts et pour sauver une moisson inespérée d'observations.

1. Le premier forage (I) devait trouver l'eau à 40 mètres de profondeur. Il fut arrêté à 110 mètres sans l'avoir rencontrée et recommencé 80 mètres plus loin, sur de nouvelles indications du sourcier. Celui-ci avait entretemps reconnu que son pendule n'avait tout d'abord réagi qu'à « l'image magnétique » de l'eau. Le géologue fut appelé lorsque le second forage eut atteint, sans plus de succès que le premier, la profondeur de 146 mètres. Je me trouvai ainsi placé devant la vérification des prévisions que j'avais établies pour l'autorité militaire deux années auparavant sur un forage projeté dans des conditions géologiques analogues.

Au début de l'hiver suivant cependant, sur les indications d'un second sourcier, commençait le forage de Basse-Yutz (XI). La profondeur annoncé pour la rencontre de l'eau était également de 40 mètres. Je fus appelé lorsque la profondeur eut atteint 170 mètres et constatai sans surprise le résultat négatif: j'avais formellement déconseillé, six mois auparavant, à la commune même de Basse-Yutz, dans un rapport officiel, la recherche d'eau par forage profond dans les marnes du Lias.

Tout cela ne devait pas empêcher la ville de Thionville, conseillée cette fois par l'abbé Mermet, de suivre les mêmes errements en 1934, toujours avec un égal insuccès. L'histoire de ce forage mérite d'être écrite et le sera sans doute un jour lorsque les passions qu'il a soulevées se seront apaisées.

Die Syrtalmulde.

Die Syrtalmulde liegt räumlich in der südwestlichen Fortsetzung der Wittlicher Senke, zeitlich bildet sie die Wiederbelebung dieser alten Einbiegungszone an der Nordgrenze des Hunsrückmassives.

Die muldenartige Lagerung tritt deutlich hervor durch die tiefe Lage des Pseudomorphosenkeupers (km¹) zwischen Münschecker und Mörsdorf, durch das Vorkommen der beiden Relikte von Luxemburger Sandstein (li²) auf dem Widenberg und dem Kreckelsberg bei Mensdorf, durch das weite Vordringen nach NE von Davoeikalk und Raricostatenschichten bei Sandweiler sowie des Posidonienschiefers bis nach Bettemburg hin. Das Erzbecken von Esch liegt in der Fortsetzung dieser Mulde, die unter der Bezeichnung Mulde von Oettingen-Tuquegnieux den wichtigsten Teil der Minetteablagerungen des Plateau von Briey umfaßt.

Als Grenze der Mulde von Oettingen gegen Westen resp. NW wird die Verwerfung Crusnes—Deutsch-Oth—Hesperingen angegeben.¹⁾ Dies bedarf der Einschränkung dahin, daß diese Verwerfung bis nach Sandweiler hin bereits im Scheitel der anschließenden Aufbiegungszone liegt. Im Erzgebiet, wo die Verbiegungen der Schichten in den Einzelheiten festgelegt sind, liegt die Grenze jedenfalls etwas südöstlicher als die Verwerfungslinie. Es sei hier darauf hingewiesen, daß die Abgrenzung einer Mulde gegen einen Sattel stets einigermaßen willkürlich sein muß, weil bei der Faltenwerfung jeder Flügel einer Mulde auch den Schenkel des angrenzenden Sattels darstellt.

Von Hesperingen zieht die Verwerfung nach Sandweiler, wo sie mehrfach zersplittert ist, und dann durch das Syrtal bis nach Biwer. Hier schwenkt sie in die NNE-Richtung um. Von Biwer zieht die NW-Begrenzung der Mulde über Lellig nach Mörsdorf an der Untersauer. Im Gebiet der untern Syr und der Untersauer ist die Mulde so zerhackt und zerbrochen, daß ihr einheitlicher Charakter nur in den allgemeinen Linien zu erfassen

¹⁾ Für Einzelheiten über diese Verwerfung siehe: M. Lucius: Die Luxemburger Minetteformation, Bd. IV d. Veröffentl. d. Lux. geol. Landesaufnahmedienstes, 1945 p. 107 bis 110.

ist. Wie das Profil das man zwischen Mertet und Manternach senkrecht zum Streichen der Mulde beobachten kann, zeigt, ist dieselbe in regelmäßige Kleinfalten aufgeteilt. Diese Kleinfaltung ist auch bei der Wolfsmühle, Langsur gegenüber, in den großen Dolomitbrüchen, gut sichtbar. Durch die Verbiegungen sind die Schichten hier bis 20 Grad geneigt. Außerdem wird im untern Syrtal und Untersauergebiet die Mulde von NNE streichenden Gräben und Horsten durchsetzt, welche die allgemeine Muldenrichtung unter einem spitzen Winkel durchsetzen. Besonders der Graben von Wasserbillig, die Fortsetzung des Grabens von Niederdonven, ist gut ausgeprägt. Er bringt einen schmalen Streifen von Pseudomorphosenkeuper (km¹) in Kontakt mit dem Trochitenkalk. (Vgl. auch Fig. 28—30.)

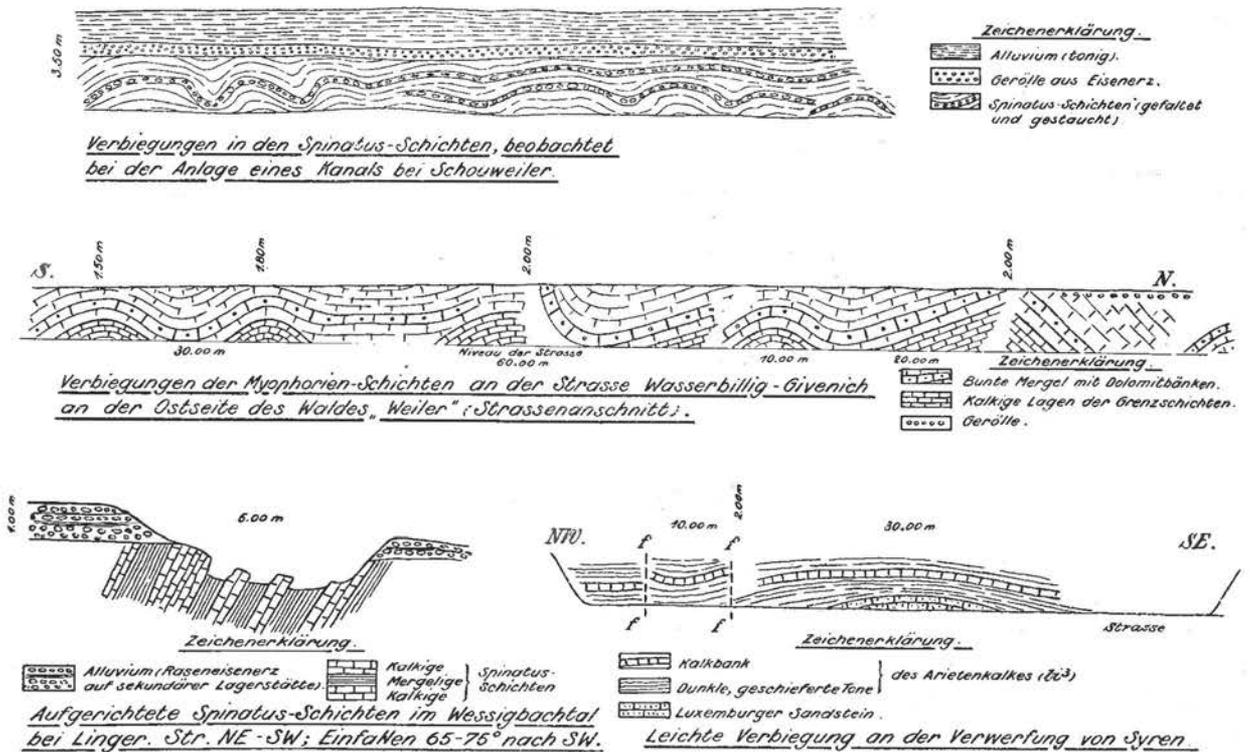


Fig. Nr. 28—30. — Beispiele von Verbiegungen in der Nähe von Verwerfungen.

Erwähnt seien auch die beiden, eine Bedeckung von Luxemburger Sandstein (li²) tragenden Einzelkuppen Widenberg und Kreckelsberg bei Mensdorf, die durch eine tektonisch bedingte Senke getrennt sind. Beide Kuppen liegen in der direkten nordöstlichen Verlängerung des aus Lux. Sandstein bestehenden Vorsprunges von Münsbach. Am Ostrand dieses Vorsprunges liegt die Oberkante des Rhät bei + 286 m N. N. Am Westrand des Kreckelsberg liegt sie bei + 344,2 m, an der Ostseite des Widenberg bei + 340 m. Zwischen den beiden Kuppen sinkt der Rhät bis zum Niveau + 296 m ab. Eine deutliche kurze Quersenke zieht hier durch, welche durch eine starke Verbiegung der Faltenachse zwischen Widenberg und Kreckelsberg verursacht wird. Dazu kommt hier noch ein im SW—NE-Streichen sich hinziehender Schmalgraben.

Auch im Gebiete der Syrtalmulde sind die Brüche im Westen selten und streichen in variscischer Richtung. Mit der Annäherung an das alte Gebirgsmassiv häufen sie sich und lenken in die NNE-Richtung ein, um östlich der Untersauer wieder in die NE-Richtung umzuschwenken. Die Abhängigkeit ihrer Streichrichtung vom Verlaufe des Randes des alten Massives ist recht deutlich ausgeprägt.

Der Sattel von Born.

Gleich dem Sattel von Sierck bringt der Sattel von Born über einer Schwelle von Unterdevon die tiefsten Triasschichten zu Tage. Wie ersterer an einer spornartigen Verlängerung des Taunusquarzites der Hunsrückschwelle, setzt der Sattel von Born an dem Sporne von Unterdevon von Heckmünster im mittleren Salmtal an und verläuft konform einem südwestlichen Ausläufer des großen Sattels der südlichen Eifel.

Bei Kordel, im untern Kylltal, ist die Triashülle des Borner Sattels noch einmal bis zum devonischen Kern angeschnitten. Im untern Sauertal beobachtet man dann die flache Aufwölbung von Voltziensandstein (SO²) über dem Talniveau. Der Südschenkel taucht nördlich Mörsdorf auf und das Satteltgewölbe erreicht bei Born rasch seine Scheitelhöhe. Der Nordschenkel ist flacher, und durch mehrere Brüche gestaffelt. Nördlich Rosport taucht der Voltziensandstein wieder unter.

Die Fortsetzung des Sattels nach SW ist angegeben durch die hohe Lage des Hauptmuschelkalkes zwischen Herborn und Osweiler, bei Berburg, bei Budler-Breinert und bei Betzdorf. Von hier ab löst sich der Sattel in mehrere sehr flache Verbiegungen auf.

Der östliche Teil des Sattels, zwischen Untersauer und Betzdorf, ist sowohl durch streichende Verwerfungen, die Schmalgräben einrahmen, wie die Gräben von Hinkel und von Herborn, sowie durch Querverwerfungen stark zerbrochen. Besonders in dem Gebiet zwischen Rosport und Osweiler hat sich ein dichtes Netz von Brüchen ausgebildet. Die nördliche Begrenzung dieses Teiles zieht von Steinheim über Osweiler, nördlich Berburg, über Budler bis südlich Rodenbour hin.

Der westliche Teil ist nicht einheitlich, sondern, wie bereits vermerkt, durch Verbiegungen und streichende Verwerfungen in mehrere Nebensättel und -mulden aufgeteilt.

Es sind von Süden nach Norden:

a) Der Sattel von Sandweiler. Die Verwerfung von Deutsch-Oth—Sandweiler liegt im Scheitel dieses Sattels, dessen Südflügel um wechselnde Beträge von 50 m (bei Sandweiler) bis 125 m (bei Deutsch-Oth) tiefer liegt. Der Sattel zieht über Roodt, nördlich Münsbach, Sandweiler, nördlich Itzig und Hesperingen, südlich Leudelingen, zwischen Bergem und Steinbrücken, über Esch nach Deutsch-Oth. An der hohen Lage des Rhät bei Neuhäuschen, des Luxemburger Sandsteines auf dem Hohwald bei Hesperingen, dem Herausheben der Margaritatusschichten nach Westen hin bis zwischen Bergem und Steinbrücken, sowie aus der hohen Lage der Posidonienschiefer nördlich Esch geht die sattelförmige Aufwölbung deutlich hervor.

b) Die Mulde von Luxemburg. Sie ist deutlich ausgeprägt durch die muldenartige Einbiegung des Rhät bei Senningen, den nach NE gerichteten Vorsprung des Davoeikalkes bis nach Gasperich, der Spinatusschichten bis nach Roedgen, der Posidonienschiefer bis westlich Limpach und endlich durch die muldenartige Lagerung der Minetteschichten im Teilgebiet von Differdingen.

Aus der Höhenlage der roten Tone des Rhät am Ostrande des Liasplateau über dem Syrtal geht hervor, daß die Mulde sich zwischen Neuhäuschen und Rammeldingen ausdehnt, aber durch zwei schwache Aufwölbungen an der Grauenknupp südlich Senningen und am Senningerberg in drei Teilmulden gegliedert wird, was sich weiter westlich, auf den Höhen über dem Alzettetal, durch drei nach NE vorspringende Lappen von Arietenkalk südöstlich Bonneweg, am Bahnhof Luxemburg und östlich Neumerl bemerkbar macht. Die Verteilung der Quellenaustritte um Luxemburg ist deutlich an diese drei Teilmulden gebunden. Am Ostrande des Liasplateau entsprechen ihnen die Quellengruppen des Birler Grund, von Senningen und von Hostert, in der nähern Umgebung von Luxemburg die Quellengruppen von Schleifmühle, Pulvermühle-Neudorf und Siebenbrunnen-Glasbournen, die alle im Alzettetal oder in dessen Nebentälern austreten.

An der Oberkante des Rhät gemessen beträgt das Achsengefälle der Mulde zwischen Senningen und dem alten Bohrloch bei Cessingen 1.7% (Oberkante des Rhät bei Senningen + 322 m N. N., im Bohrloch von Cessingen rund + 122 m N. N., Entfernung 12 km).

Die Mulde ist nur in ihrem westlichen Teil gestört, wo die streichende Verwerfung von Differdingen den Südflügel zerreißt. Diese Verwerfung zieht in variscischer Richtung von Godbrange nach Sassenheim und wendet sich von hier ab nach NNE. In ihrer nördlichen Fortsetzung spaltet sich dieselbe und umschließt einen Schmal-

graben, der bei dem Bahnhof Schuweiler gut aufgeschlossen war. Nördlich des Dorfes Schuweiler klingt sie aus, setzt aber 3.5 km mehr östlich, bei Dippach, wieder an und zieht in der gleichen NNE-Richtung über Mamer, Kehlen nach Keispelt. (Verwerfung Dippach—Keispelt.)

c) Der Sattel von Ernster. Das Vordringen von Pseudomorphosenkeuper bei Rodenbour und von Steinmergelkeuper bei Ernster nach Südwesten hin weist auf einen Zwischensattel, der durch die Höhenlage der Oberkante des Rhät zahlenmäßig erfaßt wurde.

Die Sattelachse zieht über Ernster, Helmsingen, Rodenhof, Wilzermühle im obern Mamertal nach dem Katzenfels bei Mamer, wo der Sattel durch die hier in meridionaler Richtung streichende Verwerfung von Dippach, Keispelt abgeschnitten wird.

In Ernster liegt der Scheitel des Sattels, auf die Oberkante des Rhät bezogen, bei + 358.8 m N. N. An der Straße nach Eisenborn, westlich des Schetzelbour, zeigt auftauchender Rhät und Steinmergelkeuper seinen weitem Verlauf an. Im Alzettetal liegt der Scheitel desselben, ebenfalls am Rhät gemessen bei + 343,2 m N. N. über der Ortschaft Helmsingen.

Die nördliche Begrenzung ist zwischen Gonderingen und dem Alzettetal durch zwei streichende Verwerfungen gegeben. Im Osten ist es die Verwerfung von Gonderingen, im Westen die Grünewaldverwerfung. Erstere läßt sich nur am Ostrande des Liasplateau genauer festlegen, letztere vom Schetzelbour durch den westlichen Grünewald bis nördlich Helmsingen verfolgen, wo sie eine Sprunghöhe von 30 m aufweist. Bei Gonderingen sinkt der Nordschenkel, am Rhät gemessen, bis zu 340 m N. N. Im Alzettetal sinkt der Südschenkel, auf die Oberkante des Rhät bezogen, auf + 311 m N. N. ein und geht bei Walferdingen in die Luxemburger Mulde über.

Am Rodenhof bei Bridel liegt der Scheitel bei + 324 m N. N. Der Südschenkel sinkt an der Straße Bereldingen Bürgerkreuz, am untern Waldrande bis zu + 305.7 m NN. und der Nordflügel im Rodenbusch südlich Steinsel bis zu 307.7 m N. N., auf die Oberkante des Rhät bezogen.

Bei der Wilzermühle im obern Mamertal zeigen die auftauchenden Pylonotenschichten (li¹) den Scheitel des Sattels an, ebenso wie die hohe Lage des Luxemburger Sandstein (li²) am Katzenfels nördlich Mamer. Bei Mamer bricht der Sattel an der hier lokal meridional verlaufenden Verwerfung Dippach Keispelt ab, welche die fossilarmen Tone (li⁴) in Kontakt mit dem Luxemburger Sandstein bringt. Westlich dieser Störung ist der Verlauf des Sattels wenig ausgeprägt. Die relativ hohe Lage der Spinatusschichten (lm³) bei Oberkerschen und im obern Wessigbachtal bei Linger, sowie der Posidonienschiefer (lo¹) bei Athus können als Fortsetzung der Aufwölbung nach Westen hin gedeutet werden.

Jetzt folgen zwei flache Kurzfalten zwischen dem Tale der obern Weißen Ernz und dem Alzettetal, die sich über diese Begrenzung hinaus aber nicht mehr bemerkbar machen. Es sind die Mulde von Junglinster und der Sattel von Blascheid. Beide treten auch landschaftlich gut in Erscheinung.

d) Die Mulde von Junglinster. Infolge flach muldenförmiger Verbiegung stößt der Luxemburger Sandstein bis 2.5 km östlich Junglinster vor. Auf die roten Tone des Rhät bezogen liegt die Achsenlinie der Mulde hier am Ausgehenden des Luxemburger Sandsteinvorkommens bei + 342 m N. N., im Dorfe Junglinster bei 318.2 m und südlich Eisenborn bei + 320 m.

Der Südrand der Mulde ist bei Weymerich (südlich Junglinster) bis zum Niveau + 357.9 m N. N., der Nordrand auf « Obereich » (nordöstlich von Junglinster) bis zu + 356 m N.N. heraufgebogen. Weiter westlich bei Gonderingen liegt der Südrand bei + 344 m, und der Nordrand nordöstlich Burglinster bei + 351 m. Alle diese Höhen beziehen sich auf die Oberkante der Rhätformation.

e) Der Sattel von Blascheid. Das Auftauchen von Steinmergelkeuper inmitten der Liasplatte des Luxemburger Sandsteines im Talgebiet des Oberlaufes der schwarzen Ernz zwischen Blascheid und Altlinster deutet auf eine Aufwölbung hin, deren höchster Punkt nach der Höhenlage des Rhät (+ 373.9 m) bei Blascheid liegt. Von hier aus fallen die Schichten nach allen Seiten ein, sehr flach nach Osten, etwas steiler nach den andern Richtungen. Tektonisch stellt die Bildung also eine sehr flache, schildförmige Aufwölbung dar, die im Norden durch die « Südostverwerfung » begrenzt wird. Im Osten liegt die Oberkante der Rhätformation auf

«Bergen» bei Godbringen bei + 351 m N. N. Hier geht die Kuppe in das Plateau von «Obereich» (bei Junglinster) über, welches die gleiche Höhenlage für das Rhät aufweist.

Im Alzettetal liegt östlich Lorenzweiler Rhät bei + 318.3 m und fällt von diesem Punkte nach Norden und nach Süden ein und zwar liegt er an der Südostverwerfung, nördlich des genannten Höchstpunktes, bei + 298.8 m und bei Helmdingen, südlich davon, bei 290 m.

Am linken Ufer der Alzette kann die hohe Lage des Rhät am Hingsberg bei Steinsel bei + 307.6 m N. N. mit einem Absinken gegen Norden bis zu 267 m bei Hünsdorf und bis zu 294 m gegen Süden oberhalb Steinsel als das letzte Anzeichen der Aufwölbung von Blascheid gedeutet werden.

Die Mulde von Weilerbach.

Die Mulde von Weilerbach stellt das großräumigste tektonische Element des Luxemburger mesozoischen Ablagerungsgebietes dar. Im Osten ist die Mulde einheitlicher gebaut als im Westen, wo sie sich in eine Reihe von Verbiegungen untergeordneter Bedeutung auflöst.

Die Achsenlinie liegt zwischen Prüm- und Nimstal in der NNE—SSW-Richtung um bei Prüm zur Lay in die SW-Richtung einzuschwenken. Sie zieht dann über Weilerbach, oberstes Müllertal bis in die Gegend von Schoos. Im Alzettetal ist die Mulde in mehrere Verbiegungen von untergeordneter Bedeutung aufgelöst. Westlich dieses Tales ist sie weniger gut ausgeprägt. Das weite Vorspringen der fossilarmen Tone bei Nospelt und der Margaritatusschichten bei Holzem, des Vorstoßes der Posidonienschiefer bis Dahlem weist darauf hin, daß das Muldentiefste etwa über Holzem, Dahlem verläuft. Der mächtig entwickelte Luxemburger Sandstein im Gebiet von Longwy weist ebenfalls auf eine muldenartige Lagerung hin, ohne daß aber etwas Genaueres über den nähern Verlauf der Mulde bekannt ist.

Als Nordgrenze nehmen wir westlich der Untersauer den Nordrand der Liasplatte an, obwohl streng genommen, die Trias am Südrande des Oeslings auch noch zum Nordflügel der Weilerbacher Mulde gestellt werden kann. Östlich der Untersauer kann die Verwerfung von Ernzen—Oberweis als nördliche Grenzlinie aufgefaßt werden.

Die Südgrenze ist durch eine ausgedehnte Verwerfungslinie bezeichnet. Sie zieht sich von Niedersteilem bei Bitburg in SSW-Richtung über Irrel nach der Thull bei Echternach, wo sie ausklingt. Sie setzt aber etwas südlicher wieder an und verläuft in der WSW-Richtung über Bech, Altlinster nach Hünsdorf. Weil sie die Liasplatte in ihrem Südöstlichen Teil abschneidet, bezeichnen wir dieselbe als Südostverwerfung. Von Hünsdorf ab nach Südwesten ist die Begrenzung der Mulde gegen den anschließenden Sattel durch kein besonderes tektonisches Element bezeichnet.

Bei Weilerbach liegt die Oberkante des Rhät bei + 221 m, im obern Müllertal nördlich Breitweiler bei 220 m, bei Fischbach bei + 307 m, am Burgberg bei Lintgen bei + 255 m, nördlich Schönfels bei + 233 m bei Longwy (Bohrloch) bei — 220 m N. N.

Zwischen Prüm und Nims, westlich Bitburg liegt die Oberkante des Rhät bei + 330 m, was einem Einsinken zwischen dort und Weilerbach (Entfernung von 18 km) von 0.6% entspricht.

Die Achse zeigt in ihrem Verlauf jedenfalls Verbiegungen. Zwischen Weilerbach und Breitweiler bleibt sie horizontal, hebt sich bei Fischbach beträchtlich und sinkt wieder zum Alzettetal hinab. Zwischen dem untern Mamertal und Longwy besteht ein Einfallen von 1.72%.

Die Muldenflügel sind durch Verwerfungen und Verbiegungen unregelmäßig gestaltet. Nur im Sauertal besteht ein einigermaßen symmetrischer Bau. Da die Mulde von Weilerbach den bedeutendsten Wasserhorizont des Landes darstellt und die Verteilung der Quellen sowie ihr Wasserreichtum von der tektonischen Gestaltung der wassertragenden Schicht des Untergrundes, hier Rhät und Pylonotenschichten, abhängt, ist die Kenntnis des tektonischen Aufbaues der Mulde von praktischer Bedeutung. (Siehe auch das Kapitel: Wasserführung des Luxemburger Sandsteines).

Im Gebiet des untern Sauertales steigt der Südflügel von + 221 m bei Weilerbach zu + 235 m beim Fromburgerhof (auf das Rhät bezogen) an. Das entspricht einem mittleren Ansteigen von 2.6% auf einer Strecke

von 4.4 km. Doch ist das Ansteigen kein gleichmäßiges. Es beträgt zwischen den Muldentiefsten an der Mündung der Aesbach und Lauterborn nur 1.2‰, und steigt zwischen Lauterborn und Fromburgerhof auf 4.2‰.

Der Nordflügel steigt zwischen dem Muldentiefsten und Grundhof um 1.8‰ an. Die Müllertalverwerfung zeigt im Sauertal eine Sprunghöhe von rund 100 m, die aber nach Südwesten hin rasch abnimmt. Von der Verwerfung ab steigt der Flügel nach Bigelbach hin wieder mit 3.2‰ an.

Der Südrand des Flügels, wie er durch das Ausstreichen des Rhät und durch die Südostverwerfung gegeben ist, zeigt bei einem regelmäßig nach SW hinziehenden Verlauf im allgemeinen eine horizontale Lagerung. Beim Fromburghof liegt die Oberkante des Rhät bei + 335 m, bei Graulinster bei 331 m. Auf dieser 8.8 km langen Strecke treten Schwankungen in der Höhenlage des Rhät zwischen + 324 m N. N. und + 368 m N. N. auf, die durch kleine Verwerfungen und Verbiegungen bedingt sind. Sie treten bei der Verteilung der Quellenaustritte deutlich in Erscheinung.

Die Sprunghöhe der Südostverwerfung, welche die Grenze bis in das Alzettetal bildet, bringt überall Steinmergelkeuper (km³) in Kontakt mit Luxemburger Sandstein (li²). Zwischen Fromburghof und Junglinster ist die Sprunghöhe 25—30 m. Die Verwerfung reißt vielfach ab, geht in eine Verbiegung über und setzt dann wieder ein, wobei ihre Lage nach Norden oder Süden verschoben erscheint.

Westlich Graulinster ist die Ausbildung der Verwerfung einheitlicher. Die Sprunghöhe bleibt von Graulinster bis ins Alzettetal zwischen 20 und 25 m. Auch die Höhenlage der Oberkante des Rhät ist auf dieser Strecke gleichförmig um + 320 m N. N. herum. Erst in der Nähe des Alzettetales sinkt sie auf + 280 m ab.

Die Südostverwerfung wird im Alzettetal durch die 2 km nördlicher einsetzende Verwerfung Lintgen—Ansemburg abgelöst. Die angrenzenden Rindenstücke führten an derselben eine Schaukelbewegung aus, in dem im Osten zwischen Lintgen und Keispelt das nördliche Teilstück um 17 bis 10 m gehoben erscheint, während es westlich Keispelt um etwa einen gleichen Betrag gesunken erscheint. Der Drehpunkt zwischen diesen entgegengesetzten Bewegungen liegt auf dem Plateau zwischen Mamer und Eisch.

Das tiefeingeschnittene, fast meridional streichende Müllertal zeigt den Verlauf des Rhät vom Nordrande der Weilerbacher Mulde bis an deren Achsenlinie hin. Die Müllertalverwerfung begleitet das linke Talgehänge auf dieser ganzen Strecke. Die Sprunghöhe beträgt an der Talmündung bei dem Bahnhof Grundhof 100 m; bei der Mühle im obern Müllertal noch 10 m und klingt dann bald aus. Die Rhätschichten zeigen am rechten Talgehänge auf einer Strecke von 7 km ein Gefälle von 1.3‰. Die Oberkante der roten Tone liegt auf der Kahlenkopp über Grundhof bei + 312 m, bei Müllertaler Mühle bei + 219 m N. N. Östlich der Sauer klingt die Verwerfung rasch aus.

Der äußere Rand des Nordflügels zeigt nach den Beobachtungen an dem ausstreichenden Rhät sehr selten eine kleine Verwerfung, aber mehrere flache Verbiegungen, die senkrecht zum Streichen des Randes verlaufen. Südlich Eppeldorf, auf dem «Mockenknap» schiebt sich ein flacher Quersattel ein, am Austritt des Tales der schwarzen Erz aus dem Liasplateau, bei Medernach, liegt eine flache Einbiegung. Weiter folgen leichte Queraufbiegungen über dem Eichelbourhof östlich Nommern und über Niederglabach. Dazwischen liegt die flache Einbiegung von Nommern. Auch das Alzettetal oberhalb Mersch sowie Eisch und Mamertal-einmündung liegen in einer flachen Einbiegung.

Der zahlenmäßige Betrag zwischen einer Aufwölbung und der angrenzenden Einbiegung übersteigt selten 40 m und liegt gewöhnlich bei 25 bis 30 m.

Eine deutliche im Streichen der Hauptmulde liegende Aufbiegung liegt nördlich Lintgen, zieht südlich Gosseldingen und südlich Schönfels durch. Östlich Keispelt bricht sie an der Verwerfung Dippach—Keispelt ab. In ihrer südwestlichen Verlängerung liegt, etwa bei gleicher absoluter Höhenlage wie bei Schönfels (auf das Rhät bezogen) die Aufwölbung von Dondelingen im Eischtal, welche aber im Norden von der Verwerfung Lintgen—Ansemburg abgeschnitten wird. Ob man die Aufwölbung von Dondelingen als Fortsetzung der Aufbiegung Lintgen—Schoenfels ansehen oder als ein selbstständiger kleiner Sattel auffassen will, dürfte belanglos sein.

Im Alzettetal ist der muldenartige Bau weiter stark gestört durch eine Reihe kleiner Verwerfungen, die zu beiden Seiten des Flusses im Talgehänge auftreten. Die Sprunghöhe liegt meistens zwischen 10 und 20 m. Sie

sind meistens nur in dem Verlauf des Rhät und der Psilonotenschichten zu erkennen und keilen rasch aus. Nur eine derselben läßt sich bis ins Mamertal verfolgen.

Im mittleren Eischtal folgen talaufwärts von Dondelingen noch zwei flache, aber kleinere Aufwölbungen, wo das Rhät über dem Talboden auftritt, bei Rodt und zwischen Hobscheid und Eischen.

Ihnen entsprechen am Nordrande des Liasplateaus ebenfalls Aufwölbungen, die bei Ehner und bei Hovelingen im Rhät festgestellt werden können. Es handelt sich hier um Queraufwölbungen in fast meridionaler bis NNE-Richtung. Dazwischen liegen Einmuldungen, die ebenfalls vom Eischtal bis an den Nordrand des Lias im Schweichertal erfaßt werden können. Diesen leichten tektonischen Verbiegungen kommen im Eischtal und im Schweichertal größere Bedeutung für die Verteilung der wichtigen Quellen des Luxemburger Sandsteines zu.

Es geht hieraus hervor, daß sowohl die Mulde von Weilerbach wie auch der Sattel von Born gegen Westen in einen Kurzfaltensbau übergehen, wobei es sich eher um flache Kuppeln und Senken als um gestreckte Falten handelt. Das kann als Wirkung von zwei Schubrichtungen angesehen werden, wobei es zu einer Vergitterung von variscisch und meridional gerichteten Verbiegungen kam. Diesen entsprechen im Osten zwei verschieden gerichtete Verwerfungen, die das engmaschige Bruchnetz schufen, das besonders auf dem Sattel von Born und dem Mittelmoselsattel in kurzen Gräben und Horsten seinen Ausdruck findet.

Die Tektonik des Gebietes zwischen dem Südrande des Oeslings und dem Nordrande der Liasplatte.¹⁾

Die Achse des Sattels von Givonne zieht im südlichen Randgebiet des Oeslings durch. Diese Aufwölbung wird durch die Eifelquersenne verwischt, taucht aber weiter östlich im Siegerländer Block wieder auf. Im Gebiete der Eifelsenke blieb der Sattel ohne Einfluß auf die Gestaltung des Ablagerungsraumes der Luxemburger Trias, dessen Uferlinien parallel mit der Streichrichtung der Quersenne verlaufen. An der Wende der Rhät-Jurazeit verlagerte sich die Achse des Sedimentationsraumes deutlich aus der rheinischen in die variscische Richtung. Aus der Verteilung der Mächtigkeiten des untern Lias dürfen wir schließen, daß die erste Anlage der Weilerbacher Mulde bis in diese Zeit hinauf reicht.

Auch die jungtertiäre tektonische Bewegung, welche das Oesling en bloc gegen das Gutland an einer flexurartigen Verbiegung heraus hob, verläuft deutlich in der SW—NE-Richtung und ist konform dem Verlauf des Sattels von Givonne. Wir bezeichnen dieselbe als «Oeslinger Randverbiegung». Der Verlauf der Achse dieser Flexur zieht durch Obercolpach, südlich der untern Mühle von Nagem, unmittelbar nördlich Pratz, durch Grosbous, 1 km nördlich Merzig, 0,5 km nördlich Oberfeulen, unmittelbar nördlich Niederfeulen nach Warken. Bei Warken liegt eine Schwenkung nach Ostnordost und die Achse der Randverbiegung zieht durch Diekirch, südlich Gilsdorf nach Reisdorf hin. Bei Erpeldingen ist in den ansteigenden Flügel der Flexur ein Gefällsbruch eingeschoben, dessen Achse am Nordrand des Goldknapp und des Herrenberg, nördlich Bastendorf, nördlich Tandel über Thom (bei Fouhren) nach Bettel verläuft. Das Gefälle des steilen Schenkels beträgt 4 bis 9%, des flachen Schenkels 1 bis 3%. Der erwähnte Gefällsbruch östlich Erpelding bewirkt, daß an der Flexur die Schichten zuerst steil abfallen, dann in einem schmalen Streifen flacher liegen und wieder steil abfallen. Dann folgt der flache Flügel, der weit nach Süden hinzieht.

Die Achse der Flexur verläuft nicht horizontal, sondern zeigt flachwellige Verbiegungen. Dadurch entstehen in den Triasschichten am Südrande des Oeslings sehr flache, meridional streichende, kurze Mulden und Sättel. Die Schichtenneigung dieser Querfalten übersteigt nirgends 2,5%. Auch die meridionale Erstreckung ist meist recht gering, höchstens einige Kilometer. Von Osten nach Westen lassen sich nachstehende Verbiegungen quer zum Streichen der Flexur feststellen:

Eine flache und kurze Mulde zieht aus dem Sauertal östlich Mösdorf über Kapendahl nach dem Ostrand des Lebusch hin. Im Sauertal ist sie durch das Untertauchen des mittleren Muschelkalkes und die tiefe Lage des Hauptmuschelkalkes deutlich markiert. Bei Hösdorf ist dieselbe aber nicht mehr festzustellen.

¹⁾ Vgl. auch: M. Lucius: Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings. — Veröffentl. des Lux. geol. Landesaufnahmedienstes, Bd. III p. 233—248. Luxembg. 1941.

Dann folgt die flache Aufwölbung von Bettendorf, welche den Voltziensandstein östlich dieser Ortschaft über das Niveau der Talebene bringt. Der Scheitel des Sattels verläuft östlich Bettendorf, über den Kirchbusch nach dem Marxberg, wo die hohe Lage des Voltziensandsteines auffällt. Am Marxberg endigt die Aufwölbung an einer Ost-West streichenden Verwerfung. Der Westflügel des Sattels ist an einer meridional verlaufenden Verwerfung, die von der Kirche von Bettendorf nach dem Schwalsberg zieht, abgeschnitten. Südlich des Sauer-ales geht diese Verwerfung in «Großradt» in eine kleine Mulde über.

Eine schmale, flache Aufwölbung, deren Scheitel in der Seitert bei Diekirch liegt, zieht zwischen Herren-berg und Goldknapp durch.

Zwischen dem Goldknapp und der Haardt bei Ettelbrück schiebt sich die Senke des Sauer-ales ein, die sich bis in das Devon bei Michelau bemerkbar macht. Dann folgt die größere Heraushebung des untern Alzette- und untern Warktales, die ein unsymmetrisches Gewölbe bildet. Der Ostflügel sinkt mit 2.6% gegen Ettelbrück ab, während der Westflügel mit $\frac{1}{2}\%$ Gefälle sich unmerklich verwischt. Im Süden schneiden zwei Ost-West streichende Verwerfungen im obern Taupesbach den Sattel ab, den wir als Kochertsattel bezeichnen.

Weiter nach Westen liegt die Ortschaft Bissen in einer flachen Einbiegung, die aber an der rechten Talseite der Attert an einer Ost-West streichenden Verwerfung abstößt.

Recht deutlich sind die beiden kleinen Aufwölbungen im Atterttal zwischen Bissen und Boevingen sowie bei der Boevinger Mühle. Zwischen Boevingen und Ewerlingen liegen die Schichten horizontal, der Grenz-dolomit bleibt von Boevingen ab unter der Talsohle, taucht aber bei Ewerlingen ein letztes Mal auf.

Eine letzte, recht flache Aufwölbung liegt dann östlich der Ortschaft Ell.

Verwerfungen spielen in dem ganzen Gebiete zwischen Liasplatte und Südrand des Oeslings kaum eine Rolle. Im Westen sind sie vereinzelt, im Osten nicht zahlreich und stets von geringer Sprunghöhe. Sie verlaufen entweder parallel zur Richtung der Flexur oder senkrecht dazu, also parallel zu den Querverbiegungen.

2. BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEN VERBIEGUNGEN UND DEN BRÜCHEN. ALTER DER TEKTONISCHEN BEWEGUNGEN.

Im ganzen Gebiete stimmt die Richtung der wichtigeren Brüche mit dem Streichen der Schichtenverbiegungen weitgehend überein. Die beiden, abwechselnd vorherrschenden Richtungen der tektonischen Kräfteauswirkungen, die rheinische und die variscische, kommen im Streichen der Falten, Flexuren und Brüche deutlich zum Ausdruck. Die bruchlosen Verbiegungen sind zweierlei Art: Die alte Anlage der rheinisch gerichteten Quersenke, welche richtungsbestimmend für die Ausgestaltung des Sedimentationsraumes der Trias war und die in variscischer Richtung streichenden Sättel und Mulden, die Schwäche- und Verbiegungszonen der alten Schollengrenzen konform verlaufen. Diese Verbiegungen finden ihr Abbild in ähnlich gerichteten Brüchen. So verlaufen die wichtigeren Brüche rechts und links des Moseltales parallel zum Rande des an einer Transversal-flexur herausgehobenen Hunsrückmassives. Weiter im Innern des Luxemburger mesozoischen Ablagerungs-raumes streichen die Verwerfung in der Richtung der Sättel und Mulden d. i. in SW—NE-Richtung. Wo sich die aus der Moselgegend heranziehenden Brüche rheinischer Richtung mit den variscisch streichenden an der Untersauer treffen, liegt ein wechselndes Schollenmosaik von schmalen Gräben und Horsten mit rautenförmigen Umrissen, dem im Westen unsers Gebietes eine Gitterfaltung entspricht. Auch parallel mit dem Ostrand der eigentlichen Eifelquersenke nördlich der untern Mosel verlaufen die Brüche in NNE-Richtung. Der Ostrand der Senke ist viel stärker zerrissen als der Westrand.

Die Beziehungen der Brüche zu den Verbiegungen sind so enge, daß jeder bedeutende Bruch einer solchen zugeordnet werden kann und dieser parallel verläuft. Um nur die wichtigsten Beispiele zu erwähnen sei darauf hingewiesen, daß die Südostverwerfung der Mulde von Weilerbach, die Verwerfung Deutch-Oth—Sandweiler der Fortsetzung des Sattels von Born, die Verwerfung von Mondorf der Syrtalmulde, die Staffel- und Graben-brüche an der Mosel der flexurartigen Verbiegung des Westrandes des Hunsrück zugeordnet sind. Falten und Brüche klingen häufig in dem gleichen Gebiete aus oder lösen sich gegenseitig ab. Nirgends ist zu beobachten,

daß ein Bruch aus dem Oberbau in den Unterbau fortsetzt. Besonders deutlich ist das am Westrande des Hunsrück zu erkennen. An dem devonischen Schiefer- und Quarzitgestein hören die in dem mesozoischen Material auf dem Rücken zwischen Saar und Mosel gehäuften rheinisch streichenden Brüche unvermittelt auf. Die junge Heraushebung vollzog sich im Schiefergestein durch eine flexurartige Verbiegung, im Triasgestein kam es dabei zu Zerreißen. Das weist darauf hin, daß die Brüche nach ihrer Entstehung nur eine besondere Erscheinungsform der faltenden Kraft sind, bedingt durch die starre Beschaffenheit und auch wohl die ungenügende Belastung des Materials. Zuerst kam es auch hier zu weitspannigen Verbiegungen, die bei fortgesetztem seitlichen Druck bis zum Zerreißen verzerrt wurden. An einzelnen Beispielen, wie an der Verwerfung von Deutsch-Oth, läßt sich deutlich nachweisen, daß die Verbiegung das Primäre war und daß Falten und Brüche in getrennten Phasen angelegt wurden. So wurde der Oth Sprung als flexurartige Verbiegung im obern Aalenien angelegt, die jedenfalls erst in nachjurassischer Zeit zu einer Verwerfung verzerrt wurde. Die Verwerfung von Differdingen, welche den Südflügel einer Mulde im Streichen zerreißt, war noch in nacheozäner Zeit in Bewegung, wie aus der Begrenzung der Bohnerztaschen auf dem Plateau von Differdingen hervorgeht. Das Zerreißen der Falten-schenkel durch streichende Verwerfungen wird mehrfach beobachtet. Dadurch wird aber weder das allgemeine Einsinken der Falten nach SW, noch das Gefälle der Flügel in der Richtung oder in dem Betrage geändert. Das alles weist darauf hin, daß die Bruchbildung jünger als die Faltenbildung ist.

Anzeichen flacher Verbiegungen, die teils zu Heraushebungen, teils zu Senkungen führten, konnten bereits aus der Mächtigkeit und der Gesteinsausbildung in der Trias festgestellt werden. (Vgl. auch das Kapitel über die Entwicklung des Luxemburger Sedimentationsraumes während der Triaszeit.)

Deutlichere Hinweise auf Sättel- und Muldenbildung kennen wir aus der Eisenerzformation der untern Doggerzeit. In Bezug auf die Sedimentation wirken sich diese tektonischen Bewegungen in einer Mächtigkeitszunahme der Erzbildung in den Mulden und in einem Abnehmen in den Sätteln aus. Die Linien, welche sich aus der Verbindung der Punkte gleicher Mächtigkeit der Erzablagerungen ergeben, zeigen demgemäß in ihrem Verlauf eine auffallende Übereinstimmung mit den Streichkurven der Mulden und Sättel. Die bedeutendste Heraushebung, welche das Becken von Nancy von demjenigen von Briey trennt, liegt in der Fortsetzung des Lothringer Hauptsattels, dessen Anlage bereits im Altperm sichtbar wird und der im untern Dogger erneute Hebungstendenz zeigt. Die Heraushebung, welche das Becken von Differdingen vom Becken von Esch trennt, liegt in der Fortsetzung des Borner Sattels. Dieser selbst liegt in der Verlängerung eines devonischen Gewölberkernes. Auch hier haben wir eine Hebungstendenz in der Unterdoggerzeit, die in der örtlichen und zeitlichen Fortsetzung alter Bewegungen liegt. Die einzelnen Bewegungsphasen stellen also eine periodische Reaktivierung alter Strukturen dar. Wenn die Brüche auch jünger als die Falten sind, so gibt es auch hier zweifelsohne Perioden rascherer und verlangsamter Bewegung, die meist schwer zu erfassen sind. Bei der Festlegung des Alters des Bruches reden wir von dessen jüngsten Bewegungen, während die erste Anlage bedeutend weiter zurückliegen kann. Die Hauptphase der tektonischen Bewegungen unsers Gebietes muß in das Alttertiär verlegt werden, was aus dem Vergleich mit den benachbarten Gebieten geschlußfolgert wird. Diese Bewegungen setzten im jüngern Tertiär fort und als obere Altersgrenze hat das jüngere Pliozän zu gelten. Sie sind älter als die heutige Bodenoberfläche. Doch kennen wir aus den angrenzenden Gebieten Verbiegungen der Flußterrassen die noch im Diluvium liegen. Als jüngste Bewegungen haben die Heraushebungen zu gelten, welche die Ausgestaltung der heutigen Morphologie veranlaßten. Hierbei kam es zur Heraushebung en bloc des paläozoischen Rahmens und der mesozoischen Senke, wobei aber der Rahmen stärker gehoben wurde als der mesozoische Sedimentationsraum. Es handelt sich um eine differentielle Bewegung längs flexurartiger Aufbiegung, wodurch der Gegensatz zwischen dem « Gutland » und den Hochflächen des Hunsrück, der Eifel und des Oeslings geschaffen wurde. Die Aufbiegung verläuft am Westrand des Hunsrück in der rheinischen Richtung, also parallel dem Einbiegungsrand der permisch angelegten Quersenke, am Südrande des Oeslings aber variscisch und parallel der Streichrichtung des Sattels von Givonne.

Bei der Heraushebung lebten also die beiden Verbiegungsrichtungen des Gebietes, die variscische und rheinische, wieder auf.

Alle Verbiegungen, ob es sich um Sättel, Mulden oder Flexuren handelt, wiederholen sich demnach stets in der gleichen Richtung und in annähernd den gleichen Ortslagen vom Paläozoikum bis zu den jüngsten Bewegungen.

Die Grundzüge der Struktur unsers Gebietes sind mithin permanent und verlaufen nach dem bereits im Paläozoikum angelegten Bauplan. Der mesozoische Ablagerungsraum zeigt in der Anordnung seiner Strukturen die Kontinuität und posthume Entwicklung des im Paläozoikum durch transversale Einbiegung und variscisch streichende Faltung vorgebildeten Raumes, so daß der mesozoische Oberbau eigentlich eine Nachbildung des Unterbaues, nur mit anderm Material, ist. Deshalb sehen wir wie die Brüche, die mit den Verbiegungen variscischer oder rheinischer Richtung parallel verlaufen, im mesozoischen Material gehäuft sind, aber nicht in den Unterbau fortsetzen. Das mesozoische Gesteinsmaterial reagierte auf die tektonische Beanspruchung zunächst durch Verbiegung, dann durch Bruchbildung, während es in dem ältern Material des Untergrundes nur zu Verbiegung ohne Zerreißen kam. Besonders auffallend ist dieser Gegensatz im Gebiete der Mosel, wo der Hunsrückrand nur verbogen ist, während die Triasschichten durch eng gescharte Brüche zerstückelt sind. Dies zeigt ebenfalls auf den bereits verschiedentlich hervorgehobenen engen Zusammenhang zwischen Faltung und Bruchbildung hin.

Faltung bedeutet aber Zusammenschub in den Mulden und Zerrung auf den Gewölbeumbiegungen. Längsbrüche werden deshalb häufiger auf den Gewölben und Flexuren sein als in den Mulden. So zeigt der Sattel von Sierck reiche Bruchbildung. Er wird von Längsbrüchen begrenzt und durchsetzt während es in der anstoßenden Mulde von Wintringen nur an der Grenze gegen den Mittelmoselsattel zur Ausbildung von Brüchen kommt. Der Mittelmoselsattel zeigt wieder reiche Bruchbildung, ebenso der Sattel von Born, während dieselbe in der Mulde von Weilerbach schwach ist.

Zu den Längsbrüchen treten NW—SE streichende Querbrüche. Auch diese sind betont an die Sättel gebunden und treten besonders in dem Gebiet der Achsenschwankungen auf. Verbiegungen der Faltachsen lösen sich in dem Material der mesozoischen Bildungen in Querbrüchen aus. So wird der Sattel von Sierck nicht nur von Längsbrüchen durchsetzt, sondern das rasche Absinken der Gewölbeachse im Gebiete von Sierck ist von einer Reihe kurzer Querbrüche begleitet, die besonders südöstlich Sierck gehäuft sind und mit den Längsbrüchen eine schachbrettartige Zerstückelung des Untergrundes hervorrufen. Das gleiche beobachten wir auf dem Lothringer Hauptsattel östlich und westlich Saarbrücken in einem Gebiet in welchem der Kohlensattel rasch zur Tiefe sinkt. Auf dem Mittelmoselsattel zeigen die reichlich auftretenden Brüche vorwiegend rheinisches Streichen, verlaufen also parallel zum westlichen Abbiegungsrand des Hunsrückmassives. NW—SE streichende Querbrüche sind hier in den mesozoischen Schichten selten. Auf dem Sattel von Born sind sie westlich der Sauer wieder gehäuft, so daß sie mit den Längsbrüchen ein Schollenmosaik verursachen.

3. TEKTONIK UND OBERFLÄCHENFORMEN.

Das allgemeine Einsinken der mesozoischen Schichtenfolge nach Südwesten bedingt einen stufenartigen Aufbau, der besonders in den jurassischen Ablagerungen des Landes klar zum Ausdruck kommt, doch auch in dem Triasgebiet zwischen dem Oesling und der Liasplatte nicht fehlt, in dem Gebiete der Mosel und Untersauer aber durch Bruchbildung vielfach verwischt ist. Die Schichten zeigen dementsprechend einen Steilabfall gegen Nordosten und Osten und sinken nach SW und W unter jeweils jüngere Stufen ein. Orographisch wird durch diese Formung das Oberflächenbild einer Stufenlandschaft bedingt.

Die Stufen der untern Trias treten morphologisch kaum in Erscheinung. Die Muschelkalkstufe ist dagegen deutlich ausgeprägt. An der Mosel und Untersauer ist ihre tektonische Formung auch morphologisch bedeutsam und der gebuchtete Verlauf ihres Steilabfalles ist von der Spezialtektonik des Gebietes abhängig. Dagegen ist nördlich der Liasplatte die periphere Stufenlandschaft durch den Hauptmuschelkalk gut ausgeprägt. Darüber folgt die schwach gewellte breite Terrasse des Keupers.

Besonders der Luxemburger Sandstein (li²) zeigt einen nach Norden und Osten blickenden Steilrand über dem Keupervorland und bildet ein sanft nach SW einsinkendes Plateau mit vereinzelt, dem Steilrand vorgelagerten Ausliegern. Der tektonisch zur Mulde geformte mächtige Sandsteinkomplex bildet morphologisch den bedeutendsten Höhenzug des Gutlandes. Die Flüsse durchziehen die Sandsteinplatte in entgegengesetztem Sinne zum allgemeinen Einfallen in tiefen und meist engen Tälern. Nur wo der Fluß sich bis in das liegende weiche Keupergestein eingeschnitten hat, weiten sich die Täler rasch aus, weil die weiche Unterlage schnell ausgeräumt wird, die Sandsteinplatte nachstürzt und der Zerstörung unterliegt. Wo beispielsweise durch die Aufwölbung von Blascheid der Steinmergelkeuper in eine hohe Lage gebracht wurde, erfolgte die Ausweitung des Alzettetales zwischen Walferdingen und Rodenhof, sowie des Tales der weißen Ernz zwischen Eisenborn und Altlinster. Auf der gleichen Ursache beruht die Ausweitung des Eischtals bei Dondelingen, des Tales der weißen Ernz bei Fischbach.

Südlich der Stadt Luxemburg bilden die fossilarmen Tone (li⁴) mit der festern Decke des Davoeikalkes (lm¹) eine schwache, aber immerhin im Gelände erfaßbare Stufe. Auch die Margaritatus-Schichten (lm²) erheben sich in einem Anstieg, der namentlich zwischen Mamer und Kahler deutlich ist. Die festern Gesteine der Spinatus-Schichten bedingen bei Dippach, Dahlem und Garnich einen nach Norden blickenden Steilrand, der ein nach SW abfallendes, flach gewelltes Plateau begrenzt, das aus den weichen Schiefern des Oberen Lias besteht. Darüber erhebt sich in einem gut ausgebildeten Steilanstieg der Untere Dogger mit den oolithischen Eisenerzen. Diese Geländeform erlaubt deren Abbau in ausgedehnten Tagebauen. Die Steilstufe schließt mit der schmalen Plattform der Glimmermergel (do^{m1}) und der Sonninienmergel (do^{m2}) ab. Über diesen erhebt sich wieder der Steilrand der mächtigen Kalke des Mittleren Dogger, die in einer weiten Hochebene, dem Plateau von Briey, nach Südwesten ziehen.

Dieser stufenförmige Bau findet naturgemäß dort seinen klarsten Ausdruck, wo die Einwirkung der tektonischen Verbiegungen und die Bruchbildung durch Verwerfungen gering ist, also im Westen und Südwesten des Landes. Anderwärts, besonders an der Mosel und Untersauer treten durch die Tektonik der Falten und Verwerfungen bedingten Formen vielfach in Erscheinung.

Reine Verbiegungsformen sind selten; meist tritt Bruchbildung hinzu. Doch prägen sich auch Sattel- und Muldenbildungen mehrfach in der Geländegestaltung aus.

Auslieger als Einzelberge vor dem Steilrand der Schichtenstufen sind vereinzelt in muldenförmiger Lagerung erhalten geblieben, wie Widenberg, Kreckelsberg, Weymerich (bei Junglinster) Helperknapp u. a. Doch auch hier tritt mehrfach Bruchbildung daneben auf.

An den Sattel von Born ist das weite Zurückweichen der Keuperschichten bis westlich Manternach und das Herausheben des Muschelkalkes an der Untersauer gebunden. Die gleiche Erscheinung beobachten wir an dem Sattel der Mittelmosel, wo der Muschelkalk sich bis westlich Canach aus dem Keuper heraushebt. Zugleich spielt hier die Bruchtektonik eine bedeutende Rolle. (Siehe weiter unten.)

Die muldenförmige Lagerung bedingt das weite Vorspringen des Luxemburger Sandsteines bis in das Bitburger Land hinein, sowie dessen tiefe Lage im Sauertal zwischen Echternach und Wallendorf. Deutlich ist auch im Moseltal die Mulde von Wintringen ausgeprägt. Mit dem Eintritt des Tales in die zwischen Schengen und Remich ganz in weichen Keuperschichten liegende tektonische Einbiegung mit stark nach SW einsinkender Achse ändert auch die Morphologie des Geländes vollständig. Aus der Enge des Stromberges tritt der Fluß unterhalb Schengen unvermittelt in eine weite Talaue, die sich bis Remich hinzieht. Während oberhalb Schengen eine devonische Quarzitefelsbarre quer durch den Fluß zieht, hat er unterhalb dieser Ortschaft über 8 m mächtige Schotter und Lehm abgelagert, die auf Pseudomorphosenkeuper (km¹) ruhen. Die weichen, flachen Talgehänge sind durch kräftig betonte Seitentäler, die in Talnischen endigen, gut gegliedert. Durch weitere Verzweigungen der Seitentäler sind aus den weichen Schichten durch reine Erosionsarbeit Einzelberge heraus gearbeitet wie der schöngeformte Felsberg bei Wintringen, die Höhe « Plohen » bei Wellenstein und der Scheuerberg bei Remich. Alle tragen eine Kappe von rhätischem Sandstein, der diese Hügel vor der Abtragung schützt.

Vor allem aber treten die Verwerfungen in der Geländeform in Erscheinung, wo sie sich in Geländeknicken ausprägen. In einzelnen Teilen des Landes beherrschen sie das Landschaftsbild. Der Zusammenhang

zwischen der morphologischen Gestaltung und den Verwerfungen ist indeß nur ein mittelbarer, indem das durch die Verwerfung bedingte Nebeneinander von Gesteinen verschiedener Festigkeit Steilstufen veranlaßt. Wo eine Verwerfung Gesteine gleicher oder annähernd gleicher Härte nebeneinander bringt, ist die Verwerfung ohne Wirkung auf die Geländeform. Ist die Verwitterung über einer Verwerfung so weit fortgeschritten, daß sie gleich geartetes Gestein an die Oberfläche bringt, so bleibt die Wirkung der Verwerfung auf die Oberfläche ebenfalls aus. Nur einige Beispiele seien unter vielen erwähnt. Der Sprung von Deutsch-Oth ist von dieser Ortschaft bis nach Schifflingen durch einen Steilhang markiert, weil auf dieser Strecke Sandstein der Levesqueschichten (do^{u1}) mit schieferigen Mergeln des obern Lias in Kontakt kommen. Zwischen Schifflingen und dem Pfefferbusch (Kockelscheuer) ist die Verwerfung im Gelände nicht sichtbar, weil beide Flügel aus Mergelstein bestehen. Zwischen dem Pfefferbusch und dem Scheidhof, über Hesperingen und Itzig folgt sie einem gut ausgeprägten Steilhang, gebildet durch den Luxemburger Sandstein, der an Davoeikalk abstößt. Weiter tritt sie zwischen dem Scheidhof und Neuhäuschen bei Sandweiler morphologisch nicht hervor, weil beide Flügel aus annähernd gleich hartem Sandstein und Kalkstein gebildet sind. Die Verwerfung von Mondorf ist zwischen Mondorf und Ellingen durch einen Steilhang ausgeprägt. Die Verwerfung Dippach—Keispelt tritt nur zwischen Mamer und dem «Katzenfels» nördlich letzterer Ortschaft an einem Geländeknick, verursacht durch den Kontakt von Luxemburger Sandstein gegen fossilarme Tone, hervor.

Auch die weit verbreiteten tektonischen Gräben und Horste treten morphologisch nur in der Geländeform in Erscheinung, wenn der zwischen den Brüchen verschobene Gesteinsstreifen an der Oberfläche aus einem andern Material besteht als die angrenzenden Rindenstücke. So ist der tektonische Graben von Niederdonven zwischen Greiveldingen und Machtum auf einer Strecke von 12 km bei 400 bis 500 m Breite durch eine deutliche Senke ausgeprägt, weil der zurückgebliebene Geländestreifen an der Oberfläche aus Pseudomorphosenkeuper (km^1), die angrenzenden Stücke aus Hauptmuschelkalk bestehen. Auch zwischen Staffelbrüchen mit treppenförmigem Absinken kann in der Geländeform ein Graben heraus modelliert werden, falls das zwischen zwei Brüchen eingefasste Stück weicher ist als die angrenzenden Rindenstücke. Je nach dem Unterschied in der Härte der durch Brüche an die Oberfläche verschobenen Stücke kann ein Horst morphologisch als Graben, oder ein Graben als Horst in der Geländeform zum Ausdruck kommen. So umfassen die Staffelbrüche westlich vom Stromberg rechts und links der Straße von Niederkontz nach Schengen morphologisch einen Graben. Das Gebirgsstück zwischen dem Sprung von Deutsch-Oth und dem Mittelsprung bildet tektonisch einen Graben, in der Geländeform einen Horst, da es eine mächtige Überdeckung von widerstandsfähigen Doggerkalken aufweist.

4. TEKTONIK UND TALSYSTEM.

Beziehungen bestehen, wie bereits erwähnt, zwischen der Oberflächengestalt und den durch Brüche verursachten Niveaushiftungen der beiden Schollen nur solange als verschieden harte Gesteine aneinander grenzen. Sie verlieren sich, sobald durch Abtragung gleichartige Gesteine an der Bruchlinie auf der Oberfläche aneinander stoßen. In der Richtung der Flüsse und im Verlauf der Täler finden wir dagegen ein weit weniger vergängliches Abbild des Verlaufes der Brüche. Im fließenden Wasser haben wir eines der empfindlichsten Reagenzien für alle Bewegungen des Untergrundes. Aus der Anlage der Flußtäler ergeben sich also mancherlei Hinweise auf die jüngern und jüngsten Bodenbewegungen, welche die Anlage und Richtung unserer heutigen Flüsse begleiteten und beeinflussten. Was die Brücke betrifft, so sind natürlich nicht die Bruchlinien selbst an und für sich richtungsbestimmend für den Flußlauf, sondern die Verschiedenartigkeit der aneinanderstoßenden Gesteine. Hatte der Fluß aber einmal diese Richtung eingeschlagen, so behielt er dieselbe auch bei, selbst dann wenn die verschiedene Härte der aneinanderstoßenden Gesteine nicht mehr bestand. Die Verwerfungsspalte weist aber in jedem Falle nur die Richtung an, die Talaushöhlung ist stets durch Verwitterung und Ausräumung entstanden. Auf diese Zusammenhänge zwischen Flußlauf und Tektonik sei in einigen Beispielen hingewiesen. Von einer vollständigen Geschichte der Entwicklung unsers Flußsystemes muß aber hier abgesehen werden.

Besonders klar ist der Zusammenhang zwischen Geländeform und Tektonik im Gebiete unserer Mosel. Die an Brüche gebundenen tektonischen Umprägungen sind in zwei Zonen gehäuft, um den Stromberg und weiter talabwärts zwischen Stadtbredimus und Wasserbillig. Dazwischen liegt die nur verbogene, aber nicht zerbrochene flache Einmündung von Wintringen, die auch eine anders geartete Morphologie aufweist.

Der Stromberg, eine landschaftlich gut in Erscheinung tretende Form des Sattels von Sierck, ist der schönste Berg des Luxemburger Moselgebietes wegen der Geschlossenheit seiner morphologischen Gestaltung und der Reichhaltigkeit des stratigraphischen Umfanges. Er ist von drei Seiten von Verwerfungen eingerahmt, welche für die Herausmodellierung des Berges richtungsbestimmend waren. Im Osten ist er durch reine Erosionstätigkeit des Flusses von den Siercker Bergen isoliert worden.

Aus der Enge des Stromberges tritt der Fluß unterhalb Schengen unvermittelt in die weite Talau der Mulde von Wintringen, die er bis Remich durchquert. Sie wird im Süden und im Norden durch eine Verwerfung begrenzt, daher der unvermittelte Übergang aus den weichen Mergeln in den steilwandig abbrechenden Hauptmuschelkalk. Von Remich talabwärts zeigt das Landschaftsbild mit dem Eintritt in den Muschelkalk wieder ein wuchtigeres Gepräge, das Tal wird enger, und die Geländeformen sind nach ihrer Entstehungsweise rein tektonisches Erbgut, aus dem die Erosion die jetzigen charakteristischen Kleinformen des Moseltales zwischen Remich und Wasserbillig herausgearbeitet hat. In ihren Grundzügen besteht die Landschaft aus NNE streichenden, lang gezogenen Stufen, aus dem Hauptmuschelkalk gebildet, zwischen denen sich im Keupermergel herausgearbeitete Schmalgräben hinziehen. Die hauptsächlichsten dieser Gräben sind von Osten nach Westen: das Moseltal, der Graben von Greiveldingen—Machtum und der Graben von Canach—Manternach. Von Stadtbredimus bis Wasserbillig ist das Moseltal deutlich aus einem von Brüchen begrenzten Graben heraus gearbeitet.

Eine Reihe kräftig erodierender Bäche, deren Verlauf senkrecht auf die Richtung des Moseltales sowie der Gräben und Horste steht, haben durch Rückwärtsverlängerungen tiefe Täler mit recht charakteristischem Gefällsprofil eingeschnitten. In den Horsten beobachtet man starkes Gefälle, manchmal mit kleinen Gefällsknicken, ein enges Talprofil und kräftige Erosion. In den Gräben ist das Gefäll gering, das Talprofil weit und die Bäche lagern in weiten Talböden kräftig ab.

Durch diese Seitentäler mit ihren Verzweigungen werden die tektonisch angelegten Geländerücken in einzelne Bergklötze zerlegt wie Hambusch, Bidelt, Lebusch, Köppchen, Burg, Elterberg, Palmberg, Hochfels, Langkaul, Kreuzberg, Bocksberg u. a.

Die tektonischen Linien sind dazu vielfach mitbestimmend für die Anlagen der Siedelungen, worauf zuerst Dr. N. THURM hingewiesen hat.¹⁾ Wo die Seitenbäche bei ihrer Einmündung ins Moseltal flache Schuttkegel anhäuften, oder wo sie aus dem Gehänge des Haupttales eine Skulpturterrasse heraus arbeiteten, entstanden die ersten Anlagen der Siedelungen, welche das Überschwemmungsgebiet des Tales sorgfältig mieden. Beispiele sind u. a. Schengen, Remerschen, Bech-Kleinmacher, Remich Stadtbredimus, Ehnen, Wormeldingen, Ahn, Grevenmacher.

Im Hinterlande des Moseltales wurden die Siedelungen vielfach in tektonischen Gräben an den Schnittpunkten der Gräben mit den der Mosel zufließenden Seitenbächen angelegt. Die Anlage erfolgte zweifelsohne aus Zweckmäßigkeitsgründen in Gebieten wo die Wasserläufe Schwemmböden geschaffen hatten und auch vielfach Quellen auftreten. Beispiele sind Bous, Greiveldingen, Lenningen, Dreiborn, Niederdonven, Canach, Gostingen.

Ein Zusammenhang zwischen dem Verlauf streichender Brüche und dem Verlauf von Teilstücken von Flußläufen besteht noch im obern Alzettetal zwischen Deutsch-Oth und Schiffingen im Tal der obern und mittleren Syr zwischen Syren und Roodt, im mittleren und untern Müllertal, im Eischtal zwischen Bour und Ansemburg, im Attertal bei Bissen.

Daß der Fluß auf längere Zeit einer Verwerfung folgt ist hauptsächlich darin begründet, daß er längs derselben in einer der anstoßenden Schollen weicherer Gestein antrifft oder weil die Verwerfung vielfach keine

¹⁾ THURM, N.: Quelques traits du relief des bords de la Moselle. — Ges. lux. Naturfr. N.F. 32. Jahrg. 1938, p. 121.

Linie sondern eine Zerrüttungszone bildet in welcher die Herausarbeitung des Flußbettes dem geringsten Widerstand begegnet. Auf solchen Zonen geringern Widerstandes liegt der Verlauf des Moseltales auf dem durch Grabenbrüche durchsetzten Sattel zwischen Stadtbredimus und Wasserbillig. Doch dürfen wir nicht annehmen, daß die Brüche für die erste Anlage des Moseltales richtungsbestimmend gewesen seien. Dem widersprechen die Tatsachen. Hierbei spielen neben der Struktur des Untergrundes die jungen Bewegungen der Kruste im Jungtertiär und im Diluvium eine wichtige Rolle, worauf weiter unten noch zurück zu kommen ist. Zwischen Sierck und Schengen verläuft das Tal unabhängig von den bedeutendsten Brüchen des Landes. Die Annahme, daß die Mosel jemals westlich des Stromberges durchfloß und daß dieser ein Umlaufberg sei, ist eine durch keine Tatsache gestützte Annahme. Erst zwischen Stadtbredimus und Wasserbillig verläuft das Tal in der Richtung der Grabenbrüche, die es aber bei Wasserbillig wieder verläßt, trotzdem sie auch hier topographisch gut ausgeprägt sind.

Die Antezedenz des Moseltales auf einer vordiluvialen Einebnungsfläche ist unzweifelhaft. Beim Einschneiden traf der Fluß auf die Verwerfungen, die für dessen Richtung soweit von Einfluß waren als hier weicherer Gestein vorlag, das ihm leichtere Ausräumungsmöglichkeiten bot. Der Verlauf eines Tales ist eben das Ergebnis einer noch heute lebendigen Tektonik und der Beschaffenheit des Untergrundes, auf welche beide Faktoren das fließende Wasser sofort reagiert, um sie uns in der Ausbildung seiner Rinne sichtbar zu machen.

Es ist klar, daß weder die Gesamtrichtung eines Flußnetzes noch die Einzelercheinungen von Krümmungen und Richtungsänderungen wahllos sind, sondern bestimmte, in der regionalen geologischen Entwicklung des Gebietes wie im Unterschied der Härte des Gesteines bedingte Ursachen haben.

Dieselbe Erscheinung kann aber durch verschiedene Ursachen bedingt sein. Mit andern Worten, die gleichen Talformen bilden Konvergenzerscheinungen, für welche eine generelle Erklärung nicht besteht, sondern von Fall zu Fall aus der besondern Struktur des Gebietes und aus dessen besonderer erdgeschichtlichen Entwicklung zu erklären sind. Wie weit letzterer Faktor die Entwicklung mancher unserer Talformen beeinflußt hat, bleibt vielfach noch unklar.

Betrachten wir als weiteres Beispiel den Lauf der Untersauer zwischen Wallendorf und ihrer Mündung bei Wasserbillig. Zwischen Wallendorf und Grundhof ist die Gesamtrichtung nach SSE, genau in der Fortsetzung der Our und der Gay und im Fallen des Nordflügels der Weilerbacher Mulde. Das Einfallen der Schichten ist ein regelmäßiges nach SSE bis an die Verwerfung von Grundhof. Hier ist die Südostscholle an einer NE streichenden Verwerfung um 90 m gehoben, die aber bereits 1 km nordöstlich von Grundhof ausklingt. Die gehobene Scholle bildet also nach NE eine kurze Aufwölbung, welche der Fluß in dem großen Bogen von Grundhof umzieht. Der Fluß trifft, von N nach S fließend, auf die Verwerfung, welche harten Hauptmuschelkalk hoch bringt, biegt rasch in die Streichrichtung der Verwerfung um, durchsetzt die gehobene Scholle in gerader Linie und kehrt dann in die allgemeine Flußrichtung zurück. Er bleibt weiter in der Richtung des Fallens des Nordflügels der allgemeinen Mulde bis dicht oberhalb Echternach.

In Echternach tritt er in den Nordflügel des durch Bruchtektonik stark aufgeteilten Sattels von Born. Der Nordflügel des Sattels ist an den Staffelbrüchen des « Thull » gehoben. Diese Brüche klingen nach Westen aus, so daß die Thull auch tektonisch eine nach Osten ansteigende Kuppe bildet. Dieses erste Hindernis im Sattel von Born umging der Fluß durch eine jetzt verlassene Flußschlinge. Heute zieht er von Echternach bis Steinheim längs einer ENE streichenden Verwerfung, um dann wieder unvermittelt in seine allgemeine Richtung nach SSE einzulenken.

Nun folgen sich, dicht gedrängt, zwischen Steinheim und Wasserbillig variscisch streichende Brüche stets mit gesenkter Südscholle, welche den Fluß queren und dessen Erosionsarbeit zweifelsohne erleichtert haben. Südlich Rosport floß er noch in jungdiluvialer Zeit in der Nord-Südrichtung über die Sehne der lang gezogenen Schleife von Rahlingen. Er wurde wohl durch junge Bewegungen längs einer Verwerfung in die NE-Richtung abgedrängt und so wurde in die allgemeine Flußrichtung die lang gezogene Schleife um die « Hild » eingeschaltet. Die Hild bildet tektonisch einen SW—NE streichenden Graben. Der Fluß biegt in die Richtung der Verwerfung ein, welche den Graben im N begrenzt, quert den Graben und folgt dann der gegenüber liegenden Verwerfung in der Südwestrichtung, um bei Wintersdorf in einem scharfen Knick wieder in seine Gesamtrichtung einzu-

lenken, in welcher er bis oberhalb Langsur verbleibt. Bei Langsur treten starke Verbiegungen mit bis zu 20 Grad Gefälle auf und die Verwerfungen häufen sich. Hier trifft man wieder zwei eng gezogene Flußschlingen.

Verfolgen wir auch den Mittellauf der Sauer. Nach der allgemeinen Gefällsrichtung müßten wir, unbekümmert um die geographische Bezeichnung, die Untersauer nach der Our hin fortsetzen, in welche eine von Westen herziehende Rinne bei Wallendorf einmündet. Der Mittellauf, zwischen Ettelbrück und Wallendorf, fällt mit der Achsenlinie einer flexurartigen Schichtenverbiegung zusammen, an welcher im Jungpliozän das Oesling dem Gutland gegenüber gehoben wurde. Diese Randverbiegung bildet ein Gegenstück zur Verbiegung am Westrande des Hunsrück und beide bilden tektonisch angelegte Sammelrinnen, die sich zu Flußtälern entwickelten.

Bei Wallendorf liegt eine Flußschlinge, welche das gleiche morphologische und tektonische Bild bietet wie der Doppelbogen bei Bollendorf. Der Fluß umgeht auch bei Wallendorf einen von NE heran kommenden Riegel der von einem NE streichenden und hier ausklingenden Bruch begleitet ist und dessen westliche Scholle gesunken ist. Wie bei Bollendorf zieht der Fluß zuerst parallel dem Bruch, durchsetzt dann auf dem kürzesten Weg den Riegel um in seine Gesamtrichtung nach SSE zurück zu lenken.

Bei Mösdorf (Diekirch) wird die allgemeine W—E-Richtung des Mittellaufes der Sauer durch einen Knick im rechten Winkel mit anschließender Flußschlinge (flußabwärts) unterbrochen. Sie fällt mit der flachen Mulde von Kapendahl (östlich Mösdorf) zusammen, deren Achse nach Süden einsinkt. Der Fluß folgt diesem Gefälle und bleibt in dessen Richtung bis er an dem harten Hauptmuschelkalk scharf wendet, und in die ENE-Richtung einlenkt. Flußaufwärts bleibt das Tal in der nach WSW streichenden Verbiegung bis Ettelbrück. Tektonisch gesprochen setzt das Tal der Mittelsauer nach Westen in das Warktal fort. Wie ersteres, liegt das Warktal auf der Scharnier zwischen zwei verschiedenartig bewegten größern Gesteinskörpern, Trias und Devon, von denen letzteres in einer flexurartigen Aufbiegung von 5 bis 9% gegen ersteres gehoben ist. Hierbei wurde eine flache Einbiegung erzeugt, die sofort zu einer Sammelrinne wurde, die am ganzen Rande des Öslings hinzieht, aber morphologisch und tektonisch am deutlichsten im Warktal ausgedrückt ist.

Die große Warkschlinge von Welscheid fällt mit dem ausgeprägtesten Quersattel am Rande der Trias, dem Sattel des Kochert, zusammen. Reste von Flußterrassen finden sich an der Sehne des Bogens etwas westlich der Brücke am Ausgang des « Thal » (Karte Hansen 1 : 50.000) sowie am Wege von Niederfeulen nach dem Windhof, was den Gedanken nahe legt, daß hier eine ältere Talbildung in der Richtung der Flexur und vor der Anlegung des Bogens von Welscheid vorliegt. Die Wark umging das durch die Aufwölbung des Sattels geschaffene Hindernis durch eine weite, heute tief in die devonische Unterlage eingelassene Schlinge, die angelegt wurde als die Trias noch weiter nach Norden hin das Devon überlagerte. Es ist jedenfalls ein tektonisch bedingtes, epigenetisches Talstück, wie wir es auch noch weiter westlich am südlichen Ardennerrand im Tale der Semois antreffen.

Das bei den Aufnahmen für die geologische Spezialkarte von Luxemburg eingemessene Schichteneinfallen zeigt, daß die Achse der Flexur an den nördlichen Häusern von Niederfeulen, $\frac{1}{2}$ km nördlich Oberfeulen, 1 km nördlich Merzig, durch Großbous und unmittelbar nördlich Pratz durchzieht. Das ist auch der Verlauf der SW—NE streichenden Sammelrinne der Wark, welche ausschließlich Zuflüsse von Norden her besitzt.

Über der tief eingeschnittenen « Schankengräch » bei Pratz endigt das breite Warktal plötzlich im « Prenert » an einer starken Flußschottermasse. Hier dürfte der von Norden kommende Buschrodter Bach, ein ehemaliger Zufluß der Wark, das Bett durch starke Schotterablagerung infolge plötzlichen Gefällsbruches verstopft und sich dann einen neuen Ausweg zum « Rodbach » (Pratzer Bach) gesucht haben, so daß der Rodbach den oberen Teil der Wark abgezapft hat. Oberer Rodbach mit den Zuflüssen Hostertbach und Buschrodter Bach gehörten wohl zum Flußsystem der Wark und wurden durch den kräftiger erodierenden untern Rodbach ersterer zu Gunsten der Attert entzogen.¹⁾ (Rodbach : Gefälle zwischen Mündung und Horas 14‰; Höhe des Tales bei Horas Mühle + 315 m, Mündung + 253 m; Länge 4400 m. Wark : Gefälle zwischen Quelle und Niederfeulen 7‰; Länge 6600 m; Höhe bei Grosbous + 340 m, bei Niederfeulen + 295 m.)

¹⁾ Vgl. auch : BAECEROOT, G. : Le remblaiement de la dépression périphérique de l'Oesling par le caillontis de la Wark. — Bull. assoc. géogr. franç. Nr. 121, avril 1939.

An den Beispielen von Mittelsauer und Wark ist der Zusammenhang zwischen Flußlauf und Tektonik zu offenbar, als daß hier ein bloß zufälliges Zusammentreffen vorläge. Die beiden Flüsse halten eine bestimmte, tektonisch vorgezeichnete Richtung ein. Sie werden aber durch untergeordnete tektonische Störungen im regelmäßigen Verlauf der Flexur veranlaßt, Flußschlingen zu bilden. Dadurch umgehen sie das Hindernis, kehren aber immer wieder in die Gesamtrichtung zurück. Dieses weist darauf hin, daß manche Flußwindungen durch Besonderheiten in der Struktur des Untergrundes veranlaßt werden. Bei vielen andern Flußschlingen, besonders bei vielen Mäandern, ist eine Erklärung auf Grund tektonischer Eigentümlichkeiten des Untergrundes nicht möglich. Ohne hier auf das Problem der Mäanderbildung weiter einzugehen, sei nur angedeutet, daß eine generelle Erklärung der Mäander auf Grund der heutigen Tektonik nicht möglich ist. Sie können auf verschiedene Weise entstehen, eine allgemein gültige Entstehungsursache gibt es wohl nicht. Es ist jedenfalls nicht statthaft aus dem bloßen Auftreten von Mäandern auf eine bestimmte Tektonik des Untergrundes zu schließen. Andererseits weist das Bestehen von im heutigen Bau des Untergrundes bedingten Flußschlingen darauf hin, daß man aus dem Bestehen von Mäandern nicht ohne weiters von vererbten Formen reden darf, die auf einer alten Einebnungsfläche von einem gefällelos hin- und herpendelnden Flusse angelegt wurden und später bei Vertiefung der Täler in einen anders gearteten Untergrund fort dauerten.

Alzettetal. Betrachten wir noch das Alzettetal unter dem Gesichtspunkte etwaiger Beeinflussung durch die Tektonik des Untergrundes. Von Deutsch-Oth bis Schiffingen zieht das Tal über die Verwerfung von Deutsch-Oth—Sandweiler und verbleibt bis Hesperingen in der Nähe derselben und zwar in der tiefer liegenden Scholle, welche zu der Syrta mulde gehört.

Der Fluß durchschneidet den Steilrand der hochliegenden Scholle von Hesperingen in einem senkrecht zum Hindernis stehenden Talstück. Vor dem Steilrand der Hochscholle liegt die weite, flache Talaue des « Roesertales » in welcher der Fluß hin und her pendelte und ablagerte, während er die Sandsteinmasse bei Hesperingen erodierte. Beim Tieferlegen in den Sandstein wurden die in den weichen Alluvionen des Roesertales angelegten Windungen zum Teil ausgeglichen. Die Hochscholle des Sandsteines sinkt flach nach Norden in die Mulde von Luxemburg ein, deren Ostrand in sehr flache Teilmulden in der Nordostrichtung ausgebuchtet ist. Das Tal verläuft, nach der Durchquerung der « Pforte von Hesperingen » parallel mit der Verwerfung, aber in einiger Entfernung davon und im Streichen der südlichsten Teilmulde von Schleifmühle, die sich nach NE heraus hebt. Der Fluß umzieht dieselbe in einer nach NE gerichteten Schlinge, umfließt dann die nächste, etwas kleinere Teilmulde von Pulvermühle und endlich die kleinste derselben, die Teilmulde von Luxemburg. Es entstehen die drei bekannten, nach Norden, an Längserstreckung abnehmenden Schleifen. Dann kehrt der Fluß in scharfem Knick wieder in die allgemeine Nordrichtung des Tales zurück. Das Bestehen dieser drei Teilmulden innerhalb der größern « Luxemburger Mulde » ergibt sich sowohl aus der Verbreitung der Arietenkalke über dem Sandstein, dessen muldenartige Einlagerung bei größern Arbeiten am Bahnhof Luxemburg besonders klar zu Tage trat, als auch in der Verteilung der Quellenaustritte innerhalb des Gebietes der Umgebung von Luxemburg. Zwischen Eich und Mersch ist das Tal bis in den Steinmergelkeuper eingeschnitten. Eine Reihe von Staffelbrüchen, vielfach mit tiefer liegender Nordscholle, treten nördlich des Sattels von Blascheid auf, welchen das Tal zwischen Beggen und Steinsel quert. Die höchste Lage der roten Tone des Rhät wurde im Alzettetal zwischen Walferdingen und Steinsel festgestellt. Dann folgt ein stetiges, aber infolge der vielen kleinen Brüche unregelmäßiges Absinken der Schichten bis nach Mersch, mit einer dazwischen geschobenen leichten Aufwölbung unterhalb Lintgen, die durch die Verwerfung Lintgen-Keispelt im Süden begrenzt wird und sich auch im Mamertal durch die Höhenlage des Rhät bemerkbar macht.

Unterhalb Mersch fließt die Alzette deutlich gegen das Einfallen der Schichten und schneidet sich immer tiefer in die Triastafel ein. So beträgt das Gefälle des Flusses von Rollingen flußabwärts auf einer Länge von 5600 m 11 m, während die roten Tone sich auf der gleichen Länge am Talhang um 75 m nach Norden hin herausheben. Das wäre bei dem heutigen Zustande des Gebirges unmöglich gewesen. Durch Antezedenz des Tales gegenüber jüngern Bewegungen läßt sich die Querung dieser heute gegen die Flußrichtung einsinkenden Schichten erklären.

Bei Cruchten liegt eine flache, aber deutliche SW—NE gerichtete Nebenmulde im Nordflügel der Hauptmulde, die gegen Süden durch eine Verwerfung begrenzt ist. Der Fluß dringt aus der Hochscholle in die Mulde, fließt im Streichen der Mulde nach NE bis er an dem harten Zellendolomit bei Cruchten in scharfem Knick nach SW zurückfällt um beim nördlichen Ausgang des Tunnels wieder in seine allgemeine Nordrichtung einzulenken. Unterhalb des Tunnels durchsetzen Bänke von Nodosuskalk das Flußbett, sonst ist dasselbe unterhalb Luxemburg in alluviale Ablagerungen eingeschnitten.

Die weiße Ernz fließt parallel der mittleren Alzette und in der gleichen Richtung. Sie umzieht den Sattel von Blascheid in einem flachen Bogen und tritt bei Weyer in die abgesunkene Scholle der Südostverwerfung. Von hier bleibt sie bis nach Ernzen im Fallen der Schichten. Von Ernzen bis Kauwelbach (bei Eppeldorf) fließt sie gegen das Einfallen der Schichten. Bei Kauwelbach biegt sie in die Richtung des Streichens der Schichten um bis zur Einmündung in die Sauer.

Die schwarze Ernz wird durch das ganze Müllertal von einer Verwerfung begleitet, deren Sprunghöhe an der Mündung des Flusses am bedeutendsten ist. Der Fluß drängt sich überall an die Verwerfung heran, doch rückt er an der Mündung etwas davon ab und hat hier sein Bett nicht in die Zerrüttungszone, sondern etwas seitwärts davon in die gehobene harte Kalksteinscholle gelegt.

Das Syrtal liegt, wie bereits erwähnt, im obern und mittleren Teil auf einer Verwerfung. Der untere Teil folgt einer Mulde, der Syrtalmulde, deren Achse, entgegen dem Gefälle des Flusses, sich indeß nach NE heraushebt. Der Fluß erodiert gegenwärtig noch in seinem Unterlauf zwischen Manternach und Mertert.

Wie bereits erwähnt, kann das Ziel dieser Ausführungen weniger die Vollständigkeit sein als der Hinweis auf bestehende Zusammenhänge zwischen Tektonik und Ausbildung der Talrinnen. In ihrer heutigen Ausgestaltung reichen unsere Täler höchstens bis ins Jungpliozän. Die ersten Anlagen unsers Flußsystemes aber reichen bis in das Miozän zurück.

Heraushebungen mit weitspannigen Verbiegungen begannen im Miozän und erreichten ihre Hauptphase für unser Gebiet im obern Pliozän. Dabei wurden Elemente des damaligen Flußsystems in das heutige herübergenommen soweit sie die Erosionskraft besaßen, schneller zu arbeiten als die tektonischen Bewegungen, die sich ihrer Gesamtrichtung entgegenstellten.

Vor allem erkennen wir in jüngerer und jüngster Zeit Aufwärtsbewegungen auf welche die Antezedenz unserer Flüsse beruht. Das allgemeine Einfallen der Schichten ist Süd bis Südwest, die Gesamtrichtung der Täler verläuft durchgehends in entgegengesetzter Richtung. Diese Richtung wäre bei der heutigen Tektonik nicht möglich gewesen. Sie läßt sich nur aus der Entwicklung unsers Landes im jüngern Tertiär erklären. An der Wende Oligozän—Miozän legte sich über die im Frühtertiär geschaffene Einebnungsfläche die Rasenerz-Quarzitformation, die aus angehäuften Verwitterungsschutt mit chemischen Umsetzungen gebildet ist. Sie deckte sowohl Gutland wie Oesling ein, das damals von ersterem orographisch kaum verschieden war. Auf dieser leicht nach Norden einsinkenden, lockern Decke legten sich die Hauptlinien des heutigen Flußnetzes an, dessen allgemeines Gefälle dementsprechend ein nördliches war. Durch die im Oberpliozän besonders wirksamen epirogenen Bewegungen wurden die Ardennen kräftiger herausgehoben als das vorliegende Randgebiet. Im Oesling wurden die Flüsse dadurch zu einer Umkehr ihres Gefälles gezwungen und fließen seitdem von N nach S. Im Gutlande war die Heraushebung so langsam, daß die Flüsse ihr Bett schneller tiefer legten als sich der Untergrund hob. So konnten sie die ursprüngliche Richtung beibehalten. Der differentielle Vorgang dieser Heraushebung äußert sich in einem flachflexurartigen Gefällsknick der Verbiegung der Einebnungsfläche am Südrande des Oeslings und am Westrande des Hunsrück. In dieser Verbiegung legte sich am Ostrand des Landes das Moseltal und am Südrande des Oeslings eine Sammelrinne an, welche alle Flüsse des Landes aufnimmt und zur Mosel bringt.

Diese Heraushebungen hielten auch im Diluvium an. Dadurch bewahrte unser Flußsystem sich eine Jugendlichkeit, die im Gegensatz steht zu dem reifen Relief sowohl der posthercynischen Rumpffläche des Oeslings als zu der Einebnungsfläche, die wir etwa im 400 m-Niveau über die zahlreichen Einzelkuppen und Höhenrücken des Gutlandes legen können.

Ohne diese jüngsten Bewegungen bestände in dem Gebiete ein vollständig ausgeglichenes Flußsystem. Aber durch deren fortgesetzte Wirkung wurde das Relief immer neu belebt und die jugendlichen Formen erhalten, welche unsere Landschaft kennzeichnen.

EINGLIEDERUNG DES LUXEMBURGER MESOZOISCHEN SEDIMENTATIONSRAUMES IN DEN ALLGEMEINEN TEKTONISCHEN BAUPLAN WESTEUROPAS.

Der Luxemburger mesozoische Sedimentationsraum liegt tektonisch auf einer Schwächezone über den Schollengrenzen zweier alter Massive, das ardenno-gallische Hochgebiet im Westen und das Rheinische Massiv im Osten. In seinen heutigen Umrissen bildet derselbe ein buchtenartiges Vordringen des Nordostrandes des Pariser Beckens in die südliche Umrandung eines alten Gebirgsrumpfes, welcher Ardennen, Eifel und Hunsrück umfaßt. Aber schon die Richtung des Flußsystemes deutet auf eine vom Pariser Becken gesonderte Tektonik hin. Der paläozoische Rahmen des Ablagerungsraumes wird durch morphologisch getrennte Teile eines tektonisch einheitlichen Blockes gebildet, der dem hercynischen Faltenbogen angehört. Durch die hercynische Faltung waren drei Strukturelemente zusammengefügt worden, deren Beziehungen zu einander bis zur Gegenwart enge geblieben sind und die für jede spätere Gestaltung richtung gebend in Erscheinung traten. Den Kern dieses Blockes bildet das kaledonisch gefaltete Brabanter Massiv, an welches in der hercynischen Faltungszeit die rhenohercynische Zone sowie die hercynische Kohlensenke angegliedert wurden. Diese alten Massive bilden den Unterbau des mesozoischen Ablagerungsraumes und alle Strukturzüge des letzteren sind nur eine Fortbildung und Neubelebung der Tektonik im Zuge des alten Bauplanes. Die alten Strukturanlagen sind gleichsam Erbanlagen, die jede weitere Entwicklung bestimmen. Der Werdegang des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes ist demnach die Resultante einer posthumer Entwicklung in dem hercynisch vorgebildeten Raum, in welchem es seit dem Perm zu Zerstückelung und Verbiegungen kam und ist nur als Fortsetzung alter Anlagen und Richtungen in seinen Grundzügen verständlich. So fügen sich letzten Endes die Vorgänge auf dem engen Raum unserer Heimat in den großen Prozeß der Schollenvereinigung, der dann durch Schollenzerfall abgelöst wird.

Das bereits kaledonisch gefaltete Brabanter Massiv bildet das versteifte Widerlager an welches die hercynischen Falten der Ardennen sich anlegten. An der Maas, im Raum zwischen Lüttich und Maestricht, taucht die Achse des Massives zur Tiefe. Von hier ab war es gegen den von Süden herkommenden orogenen Schub als Widerlager weniger wirksam und die Großfalten der Hercyniden wurden gegen Norden vorgetrieben. Dabei wurde die variscische oder SW—NE-Richtung in die rheinische oder SSW—NNE-Richtung umgelenkt. Diese Umbiegungszone bildet die Grenze zwischen zwei verschiedenen beanspruchten Schollen, dem Ardenner Block im Westen und dem Siegerländer Block im Osten. Das Grenzgebiet ist natürlich eine Zone starker tektonischer Beanspruchung. Hier sinken auch die Achsen der von Westen heranziehenden hercynischen Großfalten ein und als Folge davon entwickelte sich auf dieser Schollengrenze eine Transversalsenke, die Eifeler Quersenkung. Sie ist infolge der ungleichmäßigen Beanspruchung der angrenzenden Schollen eine mobile Zone und wurde zu einem Angelpunkte für die spätere Gestaltung unsers Gebietes. An der Südgrenze Luxemburgs hat die Eifeler Quersenkung ihre Fortsetzung in der äquivalenten Lothringer Furche. Der westlich der Mosel steil untertauchende Sattel von Sierck kann als Grenzzone zwischen beiden angesehen werden.

Die Lothringer Furche ist ein altes Sonderelement gleicher Art und gleichen Alters wie die Eifeler Quersenkung. Auch sie bildet in den variscisch streichenden Großfalten eine durch deutliches Einsinken der Faltenachsen quer zum allgemeinen Streichen hinziehende Zone, die nach Süden in die Rhônesenke fortsetzt.

Wie die Eifelsenke ist sie ein Depressionsgebiet zwischen zwei alten Hochschollen. Im Westen ist es das gallische Festland. Im Osten ist die angrenzende Scholle heute in mehrere alte Kerne aufgelöst, so die metamorphe Zone am Südrande des Hunsrück, der Gneis- und Granitaufbruch von Albersweiler und die Vogesen.

In der Lothringer Furche erreicht das Karbon der Saarsenke seine größte Mächtigkeit. Das beweist, daß wenigstens seit dem Karbon in dieser Zone epirogene Senkung vor sich geht. Östlich der Saar wurde der Kohlen-

sattel auf einer größern Fläche herausgehoben. Westlich davon sinkt er rasch zu größerer Tiefe unter die Trias hinab. Bei Pont-à-Mousson, zwischen Nied und Mosel kommt es wieder näher zur Oberfläche. Hier lag die Grenze gegen das westliche Hochgebiet.

Während des Unterrotliegenden setzte in der Lothringer Furche Hebungstendenz ein, so daß dieses nicht zur Ablagerung kam. Mit dem Oberrotliegenden wurde sie durch Senkung abgelöst, die auch im Mesozoikum anhielt.

In der Eifelsenke kam produktives Karbon nicht zur Ablagerung. Auch das Unterrotliegende fehlt und das Oberrotliegende ist nur in terrestrischer Ausbildung angedeutet. Hier setzte eine ausgesprochene Senkungstendenz erst wieder mit dem Beginn der Triaszeit ein.

Durch den Verlauf ihrer Sedimentierung unterscheiden sich also beide Quersenzen von den angrenzenden Hochschollen. Sie haben infolge einer Sondertektonik ihre Sonderbewegungen. Die Bewegungstendenzen wechselten mehrfach das Vorzeichen, weil die Quersenzen gleichsam auf einer Schaukel liegen, oder die Scharnier zweier angrenzenden Schollen bilden, die sich im Laufe der Erdgeschichte gleichzeitig, aber im entgegengesetzten Sinne bewegten.

Weiter boten die durch die hercynische Orogenese zu einem Block zusammen gefügten Strukturelemente an ihren Berührungsflächen Schwächelinien, an welchen durch spätere tektonische Beanspruchung Einbiegung und Zerstückelung eintrat. So erfolgten während der jungpaläozoischen Teilphasen (asturische und saalische Faltung) die Einbiegungen der Saar-Nahesenke und der Wittlicher Mulde, welche beide zwischen Hochgebieten wechselnder Höhenlage im variscischen Streichen hinziehen. Die Saar-Nahesenke trennt das Hunsrückmassiv von der Spessartschwelle, die Wittlicher Mulde erstreckt sich zwischen dem Siegerländer Block und dem Hunsrückmassiv. So wurde der linksrheinische hercynische Faltenbogen während des Jungpaläozoikums längs einzelner Schwächezonen, die durch Transversal- und Longitudinalsenken angedeutet waren, in Schollen von wechselnder relativer Höhenlage zerlegt, die bei weiterer tektonischer Beanspruchung auf verschiedene Weise reagieren mußten.

Unser Gebiet war bis zum Oberrotliegenden Festland und einer lang anhaltenden Denudation ausgesetzt. Den Sammelraum für den Schutt dieser Festlandszeit bildete die Saar-Nahesenke. Erst mit dem Oberrotliegenden bildete sich die Wittlicher Mulde als Sammelraum für unser Gebiet aus. Sie bildete eine in der Verlängerung der Hessischen Senke nach SW hinziehende Innensenke, von welcher heute nur ein zwischen Verwerfungen eingerahmtes Reststück übrig blieb. Das Tiefste derselben lag im Osten und die Ablagerungen greifen von Osten nach Westen transgredierend über. Im Westen umzieht das Oberrotliegende den Westrand des Hunsrück und tritt dann in Verbindung mit dem Rotliegenden des Saargebietes.

Als Vertreter des Zechsteines gelten am Westrande des Hunsrück grobspätiger Dolomit und darüber weinrote Tone mit Quarzit in einer Gesamtmächtigkeit von nicht über 6 m.

An der Wende vom Perm zur Trias läßt sich die Gesamtlage im Gebiete des Rheinischen Blockes folgendermaßen zusammenfassen: Bis zum Schlusse des Perm folgt die Sedimentation der variscischen Richtung. Die vorwiegend terrestrischen Ablagerungen des Rotliegenden mit Rudimenten des Zechsteines liegen in Sammelmulden, die sich als Innensenken an den Schollengrenzen in der variscischen Faltenrichtung hin erstreckten. Mit dem Beginn der Trias setzt ein bedeutsamer Wendepunkt ein, der zu einer Neugestaltung des Gebietes führt. Die NNE streichenden Querundationen bestimmen die Ingressionsrichtung und mithin den Sedimentationsraum. Diese Umstellung bezeichnet den tektonischen Beginn der Trias. Die rheinische oder NNE-Richtung herrscht in der ganzen Trias vor und die rheinisch gerichteten Quersenzen der Eifel und Lothringens übernehmen die Rolle der Ablagerungsräume statt der variscisch oder NE gerichteten Sammeltröge der vortriadischen Zeit.

Mit dieser Änderung der Transgressionsrichtung ist eine Wende in der Entwicklung unsers Gebietes erreicht. Die hercynischen Falten sind eingeebnet und werden zum Unterbau der mesozoischen Bildungen. Da dieser Unterbau aber bereits aus primär inhomogenen Elementen zusammengefügt ist, behält er eine epirogene Beweglichkeit, die zu einem wechselnden Spiel von Quer- und Längsundationen führt. Während in der Trias die Querundation vorherrscht, lebt in der Jurazeit die variscisch oder NE streichende Transgressionsrichtung wieder

auf. Dazu setzt fortschreitende Zerstückelung des Unterbaues ein, was infolge der epirogenetischen Mobilität zur Bildung neuer Sedimentationsräume führt, welche mit unserm Gebiete in mittelbare oder unmittelbare Beziehungen treten. Hier kommen in Betracht die in ihren Anlagen bis ins Jungpaläozoikum zurückstreichende Norddeutsche Senke und die Germanische Quersenke sowie das im Lias angelegte Pariser Becken.

Die sich auf dem Gebiete der abgetragenen kaledonischen Falten von der Weichsel über Norddeutschland bis nach England hinziehende Norddeutsche Senke ist ein einsinkendes Sedimentationsgebiet zwischen dem Baltischen Schild im Norden und dem hercynischen Faltenmassiv (Böhmische Masse, Rheinische Massiv u. Ardennen) im Süden. Die zahlreichen Bohrungen in der Niederrheinischen Bucht, in Holland und in der Campine haben bewiesen, daß unter einer mächtigen Decke neozoischer Bildungen hier neben dem Zechstein die Trias in germanischer Fazies, sowie Jura- und Kreideformation zur Ablagerung kamen.

Die Germanische Quersenke ist eine typische Einbiegungszone quer zum Streichen des hercynisch gefalteten Untergrundes. Im Zechstein beginnt der Einbruch, welcher das Rheinische Massiv von der Böhmischen Masse trennt und das Zechsteinmeer aus der Norddeutschen Senke buchtenartig in meridionaler Erstreckung nach Süden bis in die Gegend von Heidelberg und Heilbronn vordringen läßt. In ihrem Vordringen erreicht die Transgression in der untern Trias das schwäbische Gebiet und dringt in die Lothringer Furche vor. Die eingeebneten Schwellen des Vogesen-Schwarzwaldgebietes werden eingedeckt.

Lothringer Furche und Eifeler Quersenke stehen, wenigstens seit dem Oberrotliegenden, mit einander in ungehinderter Verbindung. Nur die Quarzitklippen von Sierck deuten die einstige trennende Schwelle an. Die Eifeler Quersenke verläuft symmetrisch mit der Germanischen Quersenke. Die Symmetrie spiegelt sich sowohl in der Anlage als in der Tektonik wieder.

In der mittleren Trias dringt die meridional gerichtete Transgression in das Gebiet der Rhône-Saône-Senke vor und die triadische Flachsee erlangt Verbindung mit dem Tiefseegebiet des alpinen Raumes (Tethys).

Nach Norden hin stand die Eifeler Quersenke durch die Bucht von Commern mit der Norddeutschen Senke in Verbindung, welche dem Rheinischen Massiv vorgelagert ist und deren südliche Begrenzung durch die Campine, weiter etwa über Roermond, Venlo, Krefeld nach Münster zieht. In der Gegend von Münster lag die Verbindung der Norddeutschen Senke mit der Germanischen Senke, deren westliche Grenze zur Zeit des untern Buntsandsteines am Ostrande des Rheinischen Massives verlief. Sie erstreckte sich durch ganz Mitteldeutschland bis nach Südwestdeutschland. Von hier aus drang der Untere Buntsandstein über die eingeebneten Falten der Vogesen und des Schwarzwaldes sowie durch die Senke von Zabern in die Lothringer Einbiegungszone und weiter nach Norden in die Eifelsenke. Der Vogesensandstein dieses Gebietes entspricht einer besondern Fazies, nicht einer Zeitfolge und vertritt untern und mittleren Buntsandstein. Die Ostgrenze des Ablagerungsraumes liegt in unserm Gebiete am Westrand des Hunsrückmassives und zieht durch die Eifel nach dem Ostrande der Bucht von Commern. In dieser Zeit bestand jedenfalls zwischen der Germanischen Quersenke und der Eifelsenke eine weite Landmasse.

Die Westgrenze der Eifeler und Lothringer Einbiegungszone ist durch alle Stufen der Trias bis zum mittleren Keuper durch eine deutlich entwickelte Uferfazies gegeben und verläuft allgemein in der NNE—SSW-Richtung. Die Frage, wo in den höhern Stufen der Trias der Ostrand lag, ist weniger eindeutig, weil es hier an direkten Beobachtungen fehlt.

Die paläogeographischen Karten der Triaszeit zeigen Meeresbedeckung östlich des ardenno-gallischen Festlandes bis an den Ostrand der Böhmischen Masse, eine Auffassung, die jedenfalls zu schematisch ist und den wirklichen Verhältnissen im Gebiete der Eifelsenke nicht gerecht wird, weil sie die tektonischen Vorgänge unberücksichtigt läßt. Der östliche Rand der Eifelquersenke ist tektonisch durch regelmäßige und bedeutende Achsenschwankungen der Falten markiert. Hier fallen die Achsen unter einem Winkel von 15 bis 25 Grad nach dem Innern der Quermulde. Es können noch steilere Winkel bis zu 55 Grad vorkommen. Dieser Aufbiegungsrand wurde in der jungkimmerischen Faltungsphase von kräftiger Bruchbildung begleitet. Die Eifelsenke setzt nach Norden in den Roertalgraben fort und die jungen Brüche der Niederrheinischen Bucht streichen in die Eifelsenke hinein. In der nördlichen Fortsetzung des Ostrandes der Eifelsenke liegt der Erftsprung, welcher die Ostgrenze des Roertalgrabens gegen den Erfthorst begrenzt. Im Gebiet des Roertalgrabens springt

der Buntsandstein und die ganze Trias in der Bucht von Commern weit nach Süden vor. Östlich des Erftsprunges lag Land. Man darf also annehmen, daß auch östlich der Eifelsenke Land lag, und die Ostgrenze des Meeres von hier nach dem westlichen Hunsrück zog, wo in dem mittleren Buntsandstein eine deutliche Küstenfazies ausgebildet ist. (Vgl. auch Fig. 3 p. 52 des Bandes Nr. II dieser Veröffentlichungen.)

Die aus der Norddeutschen Senke in die Eifelsenke vordringende Transgression hält in der ganzen Trias an wie die übereinstimmende Ausbildung der Trias in der Bucht von Commern und in unserm Gebiete beweist. In der eigentlichen Eifelsenke sind nur vereinzelte Reste von Buntsandstein erhalten geblieben. Auch am Westrande des Hunsrück ist in der höhern Trias keine eigentliche Uferfazies mehr entwickelt. Die Verhältnisse zur Festlegung einer Ostgrenze sind also weniger klar. Muschelsandstein und mittleren Muschelkalk weisen durch ihre Geröllbildungen ein Übergreifen auf das Festland im Westen mit deutlichen Anzeichen einer Abrasion an. Daß die feinklastische Ausbildung im Osten nicht unbedingt eine landferne Bildung bedeutet, zeigt die Ausbildung des Voltziensandsteines und des untern Muschelkalkes in unmittelbarer Nähe der unterdevonischen Quarzitklippen von Sierck. Im Hauptmuschelkalk wird das Becken vertieft, aber auch schmaler, die Abrasion ist gehemmt. Doch die dolomitische Fazies und die verarmte Ammonitenfazies weisen auf ein eingeengtes Meeresgebiet hin, das mit der Germanischen Quersenkung und dem südwestdeutschen Triasgebiet nur behinderte Verbindung besaß. Wie der Hauptmuschelkalk zeigen die Myophorienschichten, der Pseudomorphosenkeuper, besonders aber der Schilfsandstein deutliche Einengung. Mit dem Steinmergelkeuper setzt ein weiteres Übergreifen aber auch ein Verflachen ein, das lokal bis zur Emersion und Aufarbeitung führt. Die Mächtigkeit im Pseudomorphosenkeuper und im Steinmergel weisen deutlich darauf hin, daß die Tiefenrinne im Gebiete der Lothringer und Eifeler Quersenkung lag.

Das sind Hinweise, daß die Transgression in der Trias hauptsächlich im Gebiete dieser Querrinnen erfolgte, und daß in dieser Zeit das Rheinische Massiv eine Landbarre zwischen dieser Rinne und der Germanischen Quersenkung bildete, wie dies auf unsern paläogeographischen Karten Fig. 21 bis 23 (Bd. I, 1937, p. 88 dieser Veröffentlichungen) zum Ausdruck kommt. Die epirogenetischen Aufwärtsbewegungen waren im Gebiete der Ardennen kräftiger als in dem Rheinischen Massiv; deshalb fehlen im Osten die ausgesprochenen Uferbildungen. Im Osten war jedoch in der nachtriadischen Zeit die Heraushebung kräftiger als im Westen, und dort ist die Abtragung heute weiter fortgeschritten. In der obern Trias dürfte aber der größere Teil der Eifel von der Transgression erfaßt worden sein.

Auch die einheitliche Ausbildung der Trias in der Bucht von Commern, in unserm Gebiete und in Lothringen weist auf das Entstehen in einem einheitlichen Raume hin. Schon M. BLANKENHORN (1885 p. 134) hatte erkannt, daß die Trias am Nordrande der Eifel der süddeutschen Trias näher steht als der räumlich viel näher liegenden hessischen und westphälischen. Das läßt sich ungezwungen bei Annahme einer ungehinderten Verbindung nach Süden und dem Bestehen einer trennenden Landschwelle im Osten erklären.

Von Wichtigkeit sind die Beziehungen unsers Sedimentationsraumes in der Triaszeit zum offenen Weltmeer.

Im Zechstein bestand eine Verbindung der Norddeutschen Senke mit dem borealen Ozean und am Nordrande des Rheinischen Blockes ist Zechstein in mariner Fazies ausgebildet. In unserm Gebiete standen damals weder Eifeler Senke noch Lothringer Furche in Verbindung mit dem offenen Meere des Alpenraumes, sondern endeten gegen Süden blind an der Vindelizischen Schwelle, weshalb der Zechstein nur in verkümmerten Äquivalenten von grobspätigem Dolomit vertreten ist.

Auch das Buntsandsteingebiet zeigt weder nach Norden noch nach Süden offene Verbindung mit dem Weltmeer. Es kommt sowohl in Lothringen als in unserm Gebiete nur zu lagunären, terrestrischen oder Flachseebildungen. Auch die Norddeutsche Senke ist zum abgeschnürten Gebiete geworden.

Im Muschelkalk bahnen sich die Beziehungen zu dem Tiefmeer des Alpenraumes an. Die Vindelizische Schwelle wird zuerst im Südosten eingeengt und bereits im Unteren und Mittleren Muschelkalk bestehen dort Verbindungen zwischen der Germanischen Quersenkung und der Tethys durch die schlesisch-mährische Pforte. Im Oberen Muschelkalk wird auch im Westen durch die Rhône-senkung ein Verbindungsweg zwischen der Lothringer Furche und der Tiefsee Südeuropas durch die Pforte der Dauphiné geöffnet.

Im Keuper erweitert sich zwar unser Sedimentationsraum aber mit Tendenz zur Verflachung und sogar zu zeitweiliger Trockenlegung, wie besonders in der Zeit des Schilfsandsteines. Die Uferzonen verlaufen zwar noch durchgehends in der rheinischen Richtung, aber die Tiefenrinne zeigt deutliche Tendenz in die variscische Richtung einzuschwenken. Mit dem Steinmergelkeuper macht sich am Südrande der Ardennen sowie am Nordrande des Zentralplateaus das Bestreben eines Vordringens des Meeres nach Westen längs den alten Schollengrenzen geltend.

Im Rhät wird endlich die offene Verbindung mit dem Tiefmeer Südeuropas über die stark eingeeengte Vindelizische Schwelle wieder hergestellt. Die Leitform *avicula contorta* hat weltweite Verbreitung und das Rhätmeer dringt überall in den « Mitteleuropäischen Rücken » ein, der in Teilschollen zerfällt. Mit dem Rhät wird die Liastransgression eingeleitet, deren Richtung und Wege bereits im Rhäte angedeutet sind.

Wenn in der Triaszeit in unserm Gebiete auch die rheinische Richtung vorherrscht und die epirogenetischen Bewegungen variscischer Richtung in den Hintergrund treten, sind sie doch keineswegs ganz ausgeschaltet. Verbiegungen des Untergrundes in letzterer Richtung lassen sich immerhin deutlich erkennen. Heraushebende Bewegungen in der alten Faltenrichtung lassen sich beispielsweise im Lothringer Hauptsattel zur Zeit des obern Buntsandsteines durch die geringe Mächtigkeit der Zwischenschichten nachweisen. Südlich dieser Schwelle ist der Untere Muschelkalk in der Fazies des Wellenkalkes, nördlich davon als Muschelsandstein entwickelt. Auch in der Ausbildung des Keupers macht sich der Einfluß dieser Schwelle bemerkbar. Desgleichen bestehen im Luxemburger Gebiet Anzeichen von Heraushebungen und Einbiegungen in der variscischen Richtung besonders im Keuper, worauf bereits früher hingewiesen wurde. Im Rhät wird dann die variscische Transgressionsrichtung wieder vorherrschend und die Quersenkens als Transgressionswege mehr in den Hintergrund gedrängt. So finden wir die vollständigste Ausbildung des Rhät im Kraichgau und im Pfälzburger Bergland, also in der variscisch verlaufenden « alsatischen Straße » welche im Verlaufe der Erdgeschichte des öftern die Verbindung Lothringens mit dem schwäbischen Raum vermittelte. Vorkommen von Rhät in der Bucht von Commern und am Ostrande des Brabanter Massives in der gleichen Ausbildung wie in dem Luxemburger Gebiet und in Lothringen zeigen, daß die direkte Verbindung zwischen Nord und Süd durch die Eifelsenke fortbestand. Die nach Westen gerichtete Ausbuchtung des Rhät nach dem Morvan und am Südrande der Ardennen, wo Rhät unmittelbar auf Unterdevon auflagert, weisen auf das jetzt einsetzende Vordringen der Transgression längs alter Schollengrenzen nach Westen hin. Im Süden besteht die Verbindung mit der Rhônedepression. In den Vogesen fehlt der Rhät und auch das Rheinische Massiv ist rhätfrei. Im Westen der Rhätdepression besteht noch das gallo-ardennische Festland, aber das Vorstoßen des Rhät am Nordrande des Zentralplateaus und am Südrand der Ardennen leitet zur Überflutung des gallischen Landes und zur Herausbildung des Pariser Beckens hin.

Mit dem Lias setzt die Ausgestaltung des Pariser Beckens ein, das im Verlaufe der Juraformation von weittragender Bedeutung für die Entwicklung des Lothringer-Luxemburger Sedimentationsraumes wird.

Das Pariser Becken nimmt den eingesunkenen Raum des französischen Kontinentes ein, der im Norden von den Ardennen, im Süden vom Zentralplateau und im Westen von dem Massive der Armorika eingerahmt wird. Im Osten bildete die Lothringer Quersenke die Grenze gegen das Oberrheinische Massiv. Nach und nach wird dann diese Quersenke zu einem Randgebiet des Pariser Beckens und zwar infolge fortschreitenden Einkippens der Scholle des französischen Festlandes von Osten nach Westen, wobei das Beckentiefste sich allmählich in der gleichen Richtung hin verlagert. Die Trias bleibt noch auf das Gebiet der Lothringer Senke beschränkt. Sie greift aber bereits im obern Keuper auf die westliche Randschwelle hinauf. Im Norden dringt sie am Südrande der Ardennen, im Süden am Nordrande des Zentralplateaus keilförmig nach Westen vor. In der Jurazeit verschiebt sich das Beckentiefste nach Westen bis in das Gebiet der obern Marne und obern Seine und im Alttertiär erstreckt sich die Hauptdepressionszone in NNE-Richtung auf der Linie Orléans—Paris—Soisson.

Das Pariser Becken gilt als ein Beispiel posthumer und kontinuierlicher Entwicklung und die Anordnung seiner mesozoischen und tertiären Bildungen zeigt enge Beziehungen zum Bauplan des paläozoischen Untergrundes.

Im Untergrund bestehen zwei Faltenrichtungen, die in einander übergehen. Im Süden streichen die Falten im Westen armorikanisch oder in der NW—SE-Richtung und biegen am Zentralmassiv unter einem ziemlich scharfen Winkel in die variscische oder SW—NE-Richtung um. Im Norden sind es die einen flachen Bogen

bildenden Ardennerfalten, die im Westen von NW nach S—E, im Zentrum W—E und im Osten SW—NE streichen.

Dem Bauplan des Untergrundes entsprechend zeigt der jüngere Bauplan weitspannige Falten, die in NW—SE-Richtung vom Ärmelkanal herziehen und nach Osten axial einfallen. Im zentralen Teil, der zugleich Muldentiefstes ist, das in NNE-Richtung über Orléans—Paris—Soisson hinzieht, ist die Faltenrichtung W—E um gegen Osten in die SW—NE-Richtung umzubiegen. Hier schwenken sie also in die im Lothringisch-Luxemburger Raum herrschende variscische Richtung ein.

Also sowohl aus der Entwicklung des Sedimentationsraumes, wie aus dessen tektonischer Ausgestaltung ergeben sich enge Beziehungen zum Lothringisch-Luxemburger Raum. Ebenso wie die ältern Einbiegungszonen der Saar-Nahesenke und der Wittlicher Mulde in die Quersenke einlenkten, so tun jetzt die jüngern Verbiegungen des westlichen Transgressionsraumes. Die orogenen Vorgänge haben sich nach Westen hin verlagert. Solche undulatorische Bewegungen sind sicher vom obersten Lias ab nachzuweisen und besonders im Aalenien gut ausgeprägt, während häufige Emersionen im Mittleren und Oberen Dogger auf epirogene Bewegungen hin deuten.

Im Lias waren die Beziehungen unsers Ablagerungsraumes zu Südwestdeutschland enge und die Eifelsenke vermittelte eine beschränkte Verbindung mit dem nordwestdeutschen Jurameere. An der Wende des obersten Lias zum Unteren Dogger schob sich eine untermeerische Schwelle im Gebiete der Haardt und der Vogesen ein, so daß Lothringen-Luxemburg von Südwestdeutschland getrennt wurde und faunistisch und petrographisch in engere Beziehungen zum west-europäischen Jura trat, worauf bei Besprechung der Minetteformation hingewiesen wurde.

Mit diesen Verbiegungen, die sich bis in die untere Trias hinab fühlbar machten, setzte die jüngere Tektonik ein, die im Tertiär ihre volle Auswirkung erlangte, aber bereits durch die alten Strukturlinien vorgezeichnet war. Sie erzeugte den noch heute bestehenden Großfaltenbau, der später von einer starken Bruchtektonik durchsetzt wurde. Diese jüngere Tektonik zerlegt die alte hereynische Faltenmasse in einzelne Schollen. So schiebt sich die Luxemburger Mulde zwischen Eifel und Hunsrück, die Primsmulde zwischen letzteren und den Saarbrückner Kohlensattel, der in den Lothringer Hauptsattel fortsetzt.

Zwischen dem Saarbrückner Hauptsattel und dem Großgewölbe der Vogesen liegt das Hauptverbreitungsgebiet der Lothringer Trias, die von Lunéville und Nancy in NE-Richtung bis an den Westrand des Rheintalgrabens zieht, und als Lothringer Großmulde oder Westrich bezeichnet werden kann. Am Rheintalabbruch erhebt sich der Pfälzerwald und die Haardt mit dem kristallinen Kern von Albersweiler. Diese bilden ein Gewölbe über der alten Odenwald-Spessartschwelle, wodurch die Lothringer Großmulde in die eigentliche Westrichmulde im Norden und die Pfälzburger Mulde oder Zaberner Senke im Süden zerlegt wird.

Diese Mulden folgen den Sammelrinnen des Rotliegenden, wodurch sich ihre alte Anlage erweist. Die Achsen der Mulden und Sättel zeigen stets ein starkes Gefälle nach der Mittellinie der Lothringer und Eifeler Quersenke und lenken in diese Richtung ein. Der Zusammenhang zwischen der Hauptachse der Ardennen und der Aufwölbung des Artois ist längs erkannt. Der Sattel von Sierck setzt in die Aufwölbung von Gamaches fort. Andeutungen einer Heraushebung des Saarbrückner Kohlensattels haben wir bereits bei Pont-à-Mousson und in der gleichen Fortsetzung liegt dann die Bray-Achse. Die Lothringer Großmulde setzt in der Synkline der untern Seine fort. Das Großgewölbe der Vogesen erhebt sich jenseits der Quermulde wieder in dem Massiv des Morvan. Dies alles weist auf genetische Beziehungen der alten und jüngern Tektonik, östlich und westlich der Lothringer und Eifeler Quersenke hin.

Auch jede Übersichtskarte zeigt, daß die alten Falten gegen Westen unter der mesozoischen Decke untertauchen. Die mesozoischen Schichten sind aber durch Vorsprünge oder Einbuchtungen konform den alten Senken oder Sättel mit den paläozoischen Strukturen verzahnt, was wieder auf Übereinstimmung von alter und junger Tektonik hinweist.

Die mesozoischen Sedimente dringen in der Luxemburger Mulde in nach NNE konvexen Bögen in das alte Gebirge ein. Das ist nicht die ursprüngliche Umrandung eines nach SW offenen Meeres sondern die Folge eines durch junge Bewegungen veranlaßten Ansteigens der Mulde nach NNE. Im Innern der Mulde sind die Neigungswinkel kleiner als an den Rändern. Die ausgeprägten Gräben und Horste sind den differentiellen Heraushebungs-

bewegungen der Bucht zwischen Hunsrück und Ardennen zu zuschreiben. Sie sind zum Teil sehr jung und reichen in ihren letzten Bewegungen bis ins jüngere Tertiär hinauf. Besonders zu bemerken ist, daß sie im westlichen Teil der Luxemburger Mulde variscisch streichen, mit der Annäherung an das alte Gebirge aber abdrehen und den Streichlinien der alten Quersenke folgen. Hier müssen also Beziehungen zu allgemeineren Bewegungen in der alten Querdepression vorliegen, die eine labile Zone zwischen zwei ungleich bewegten Schollen darstellt.

Das dichte Bruchnetz der Mulde, das in dem Kapitel über die Tektonik eingehender besprochen wurde, verliert sich rasch nach SW, wo nur wenige größere Störungen vorliegen, während diese am Ostrande der Eifeler Quersenke gehäuft sind. Das gleiche beobachtet man in der Lothringer Furche und in ihrer Fortsetzung, in der Saône-Senke. Sie verlaufen dort im Westen ebenfalls variscisch und lenken im Osten in die NNE-Richtung ein, wo sie hier parallel den Randbrüchen des Oberrheintalgrabens streichen und sind zwischen dem Ostrand der Lothringer Furche und dem Westrande des Rheintalgrabens besonders gehäuft, wie jede tektonische Übersichtskarte zeigt. (Vgl. Tektonische Orientierungskarte des westlichen Mitteleuropas in Bd. I. Fig. 34 der Veröffentl. des geol. Landesaufnahmedienstes.)

Das weist auf Beziehungen zwischen der Tektonik beider Gebiete hin. Während westlich der alten Querdepressionen, also im Pariser Becken, flache Verbiegungen und geringe Zerreißen bestehen, sind die Großfalten im Osten schärfer ausgeprägt, die Störungen häufen sich und lenken in eine andere Richtung ein. Im Rheintalgraben haben wir einen jüngern parallelen Vorgang zu der Lothringer Furche und der Eifelsenke. Grade wie wir die Eifelsenke dort treffen, wo die Achse des Brabanter Massives zur Tiefe sinkt und das Massiv als Widerlager gegen den von Süden her kommenden Schub weniger wirksam war, so haben wir eine konforme Erscheinung am linken Rande des oberrheinischen Grabens. Im Osten fand hier der alpine Schub geringern Widerstand als an der homogenen Scholle des französisch-ardenner Festlandes, was zu einer stärkern Zerreißen und zu einer Abdrehung in die NNE-Richtung führte. Durch den ungleichmäßigen Widerstand gegen den von Süden herkommenden alpinen Schub im Tertiär entwickelte sich eine Horizontalflexur mit stärkerem Vortrieb des östlichen Teiles, dasselbe was wir so deutlich in der Richtung der Eifelsynklinale bei der hercynischen Faltung beobachten.

Andere, NW—SE streichende Brüche, die besonders am Nordrande der Eifel gehäuft sind, stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit den gleich gerichteten Randbrüchen des jungen Einbruchsgebietes der « Niederrheinischen Bucht ». Ihre weite Verbreitung weist zweifelsohne auf eine tiefere Ursache hin, die in dem ungleichen Widerstand in der Tiefe gegen einen von Süden herkommenden Schub zu suchen ist. Der gegen Norden bewegte rheinische Block zerbrach in der Tiefe, wobei der östliche Teil gegen NE abdrehte, so daß ein keilförmiges Stück, dessen Spitze nach Süden zeigt, in die Tiefe sank und zum Senkungsfeld der « Rheinischen Bucht » wurde. Gestaffelte Reihen von kleinern Brüchen brachen an den Rändern ab und verlaufen parallel zu den größern Randbrüchen.

Eine weitere Gruppe dieser NW—SE streichenden Brüche tritt in den in variscischer Richtung verlaufenden Sätteln auf und zieht quer zum Streichen der Faltenachsen. Es sind typische Querbrüche, die an Achsenschwankungen gebunden sind. Man trifft sie auf dem Sattel von Born, von Sierck und auf dem Lothringer Hauptsattel.

Wir haben also, allgemein gesprochen, östlich und westlich der alten Quersenke zwei verschieden bewegte Großschollen zwischen denen eine Zone starker tektonischer Beanspruchung liegt, die sich in Brüchen auslöst. Die Bewegungen der Schollen erfolgten als Horizontalschub und als Auf- und Abbewegungen. Für letztere stellte die Querzone die Kippungsachse dar. Die vertikalen Bewegungen erfolgten in den beiden Großschollen vielfach mit umgekehrten Vorzeichen, wobei das Sinken des einen durch ein Aufsteigen der andern kompensiert wurde. Diese Bewegungen sind bestimmend für die Richtung der Transgressionen.

Von Norden und von Südosten her benützte das Triasmeer die Eifel-Lothringer Quersenke als Transgressionsweg. Dabei liegt der Westrand des ältern Triasmeeres am Rande des ardenno-gallischen Hochgebietes, während die östliche Scholle Senkungstendenz zeigt. Am Westrand haben wir eine deutliche Uferfazies, am Ostrand ist das klastische Material feiner, die Grenze des Meeres lag hier weiter östlich und das Land lag relativ tiefer. In der obern Trias aber drang das Meer energischer nach Westen vor und im Jura kippte die Ardenner Scholle tiefer ein, das Meer transgredierte weiter nach Westen über die Ardennen und das Gebiet des Pariser Beckens,

während die östliche Scholle aufstieg. An der Wende Lias-Dogger wurde sogar die Verbindung mit der Germanischen Quersenke schwierig und Lothringen-Luxemburg wurde zu einem Teilgebiet der Ostflanke des Pariser Beckens. Die Ammonitenfauna weist auch auf Beziehungen zu Nordwestdeutschland hin, die durch die Eifeler Quersenke offen gehalten wurde. Auch zwischen Nord- und Süddeutschland ist im Unteren Dogger eine Verbindung durch die Germanische Quersenke sehr wahrscheinlich. Im Mittleren Dogger bildeten das Becken von Paris und Südwestdeutschland wieder eine Einheit aber mit einem verwickelten Rhythmus von undulatorischen Teilbewegungen, so daß doch Teilbecken mit faziellen Verschiedenheiten fortbestanden.

Im Osten und im Nordosten beharrte in der Rheinischen Masse die Hebungstendenz. Im Südwesten sank das Pariser Becken und hier hielt die Senkungstendenz im Jura und in der Kreide an, um im Tertiär den Höhepunkt zu erreichen.

Während das Rheinische Gebirge den Charakter eines Hochgebietes bewahrte, unterlagen die Ardennen der Transgression. Im Jura drang das Meer von Süden und von Westen vor.

Auch die Schollengrenze am Südrande der Ardennen ist eine wichtige Strukturlinie. Die einzelnen Stufen des Mesozoikums greifen hier von SE nach NW auf die alte Scholle über. In der Trias waren die Ardennen Festland. Im Jura drang das Meer längs dieser Grenze vor und transgredierte auf den Südrand hinauf. In der Kreide sank der Westrand ein und hier bildete sich in einer Querundation das Kreidebecken von Mons aus. In der oberen Kreide brach der Nordrand ab und die senone Transgression erreichte die höchsten Gebiete der Ardennen und sehr wahrscheinlich auch den nördlichen Teil unsers Gebietes.

Im Tertiär brach der ganze Nordrand der Ardennen zusammen und wurde zu einem Teil der «Niederrheinischen Bucht».

Bei diesem randlichen Einbruch machte sich auch wieder deutlich die alte Eifeler Quersenke geltend. Die mächtig entwickelte unterstmiozäne Braunkohlenformation der Niederrheinischen Bucht folgt diesem alten Wege um bis in die südliche Eifel vorzudringen. Das Niederungs- und Seengebiet in welchem sich bei uns die Rasenerz-Quarzitformation entwickelte, stand mit der untermiozänen Süßwasserfolge der Braunkohleformation in Zusammenhang.

Im Jungtertiär setzte eine Aufwölbung der Ardennen zwischen der Luxemburger Mulde und der flandrischen Quersenke ein. Auf dieser epirogenen Bewegung beruht die Antezedenz der Maas. Parallel hiermit ging eine Hebung des Hunsrückmassives, das von dem antezedenten Saarlauf gequert wird. Diese Bewegungen hielten bis in das Diluvium an. Zugleich sank das Gebiet der Luxemburger Mulde. Auf diesen Bewegungen ist der Gegensatz zwischen Gutland und Oesling begründet.

So fügt sich die Luxemburger Großmulde, welche dem Gutlande entspricht und welche durch sekundäre Verbiegungen in mehrere Sättel und Mulden untergeteilt ist, in ihren tektonischen wie epirogenen Bewegungen in die Einheit des hercynischen Faltenwurfes, welcher bereits in seinen Anlagen alle weitere Entwicklung bestimmt. Bei dieser Faltung wurden, wie hier zusammenfassend wiederholt wird, das bereits kaledonisch versteifte Brabanter Massiv, die belgisch-rheinische Kohlenfurche und die rhenohercynischen Devonbildungen zu einem Faltenzug zusammengefügt. Die tiefe Lage der Brabanter Masse in ihrem Ostteile erlaubte ein Vorwärtsdrängen der hercynischen Falten nach Norden in der Form einer horizontalen Transversalflexur und die Möglichkeit einer ungleichen Bewegung des östlichen und westlichen Teiles infolge verschiedenen Widerstandes des vorliegenden Widerlagers. So bildete sich die Eifel-Lothringer Quersenke heraus, die sich als Einbiegungszone zu einem Transgressionswege und als Schwächezone zu einem Bruchfelde entwickelte. Neben diesen, die Faltenbögen durchsetzenden Transversalverbiegungen traten im Laufe der weiteren Entwicklung die alten variscisch streichenden Schollengrenzen als Schwächezonen in Erscheinung. An diesen Schwächezonen rheinischer und variscischer Richtung setzte im jüngsten Paläozoikum die Zerstückelung des Großblockes ein und in ihrem Rahmen bildeten sich die jüngern Sedimentationsräume heraus.

Dazu traten infolge epirogener Bewegungen regionale Schaukelbewegungen ein, wobei sich die verschiedenen Schollen kompensativ in entgegengesetztem Sinne bewegten. Die Achse der Schaukel liegt in der Eifel-Lothringer Quersenke, welche dadurch zu einer Zone verstärkter tektonischer Beanspruchung wurde.

Beide Erscheinungen, nämlich ungleiche horizontale Bewegung infolge des ungleichen Widerstandes, den der von Süden wirkende Schub begegnete und begleitet von einer SW—NE streichenden Großfaltung sowie die regionalen Schaukelbewegungen mit umgekehrtem Vorzeichen im Osten und im Westen, stehen zu einander in Beziehungen und jede spätere Gestaltung wird von ihnen geregelt. So besteht eine genetische Einheitlichkeit zwischen alter und junger Tektonik. Die mesozoischen Ablagerungsräume sind durch die Anordnung der alten Bauelemente vorgezeichnet und die Richtungen der Bewegungen, die entweder im variscischen oder rheinischen Streichen verlaufen, sind altes Erbgut. Der tektonische Bau der jüngern Ablagerungen ist bereits durch die alten Anlagen und Richtungen bestimmt und in seinen großen Zügen eine Anpassung an den alten Baugrund.

Vom Beginn des Mesozoikums bis ins jüngste Tertiär sind für alle Bodenbewegungen die alten Achsenlinien, Schollengrenzen und Querundationen leitend, von denen für unsere Gebiete besonders der Großsattel der Ardennen, die Schollengrenze zwischen Hunsrück und Eifel und die Eifeler Quersenke sowie der nördliche Teil der Lothringer Furche Bedeutung haben. Alle Bewegungen lenken immer wieder in die Achsenrichtungen des einen oder andern dieser Großelemente ein, so daß die NE—SW- und NNE—SSW-Richtungen leitend sind. Die Luxemburger Großmulde entsteht aus einem SW—NE streichenden Einsenkungsraum im Perm. In der Trias herrscht die NNE—SSW-Richtung vor, im Jura wieder die NE—SW-Richtung. In der obern Kreide sowie in der Braunkohlenzeit macht sich wieder die NNE-Richtung geltend, ohne daß aber die andere Richtung ganz unterdrückt wurde. Die jüngsten epirogenen Bewegungen im Jungpliozän verlaufen am Südrande des Oesling in der SW—NE-Richtung, am Westrande des Hunsrück aber in der NNE-Richtung. Das Gesetz der Permanenz der großen Strukturlinien bleibt also immer gewahrt.

DAS QUARTÄR.

Mit den epirogenen Bewegungen an der Wende Pliozän-Altdiluvium, welche den Gegensatz zwischen Oesling und Gutland einleiteten und auf welchen die Ausgestaltung unsers heutigen Flußsystemes beruht, begann ein Vorgang der Abtragung, aber auch der Ablagerung, welcher die heutige Oberfläche unsers Gebietes schuf. Diese Bildungen bezeichnen wir als Quartär, wenn auch eine scharfe Scheidung was zum ältesten Diluvium und was zum jüngern Tertiär gehört, nicht sicher durchzuführen ist.

Zunächst können wir nach der Topographie Bildungen unterscheiden, welche in dem Niveau der heutigen Talebenen liegen und solche, welche über diesem, aber noch im Bereiche der ältern Erosionstätigkeit der heutigen Flüsse vorkommen. Erstere bezeichnen wir als Alluvium (a), letztere als Diluvium (d).

Die Altersbeziehungen dieser Gliederung begründen sich darauf, daß die Ablagerung des Alluviums sich in der Jetztzeit vollzieht oder sich im Auftreten und in Ausbildungsweise so nahe an die gegenwärtig vor sich gehenden Bildungen anschließt, daß sie nicht davon getrennt werden kann. Alle Bildungen, welche über dem Tätigkeitsbereich des Hochwassers und unter dem Niveau der Trogflächen der heutigen Flüsse liegen, werden zum Diluvium gestellt. Für eine weitere Gliederung der diluvialen Bildungen nach einem genaueren geologischen Alter fehlen uns einstweilen die Unterlagen. Deshalb erfolgt die Einteilung derselben nach der Ausbildungsweise, sowie nach der gegenseitigen Lagerung, bezogen zu den jüngern, alluvialen Bildungen.

Von quartären Bildungen wurden auf der geologischen Spezialkarte ausgeschieden :

- d¹ = geröllführender Lehm
- d² = Lehm
- d³ = verkittete Gerölle (Konglomerat)
- d = « Diluvium » im Allgemeinen.
- d^x = Diluviale Bildungen mit Rasenerz auf sekundärer Lagerstätte.
- a = Alluvium der Täler.
- a^r = Rutschungen, verrutschte Gehänge.
- a^k = Kalktuff.
- a^g = Gehängeschutt im Allgemeinen.
- a^m = Gehängeschutt von ob. Muschelkalk.
- a^l = Gehängeschutt von Lux. Sandstein.

DILUVIALE BILDUNGEN.

Die diluvialen Bildungen sind auf der geologischen Spezialkarte des Luxemburger Landes zwar überall ausgeschieden, da aber mangels an Unterlagen eine Gliederung derselben nach den Altersbeziehungen nicht durchführbar war, konnte nur eine Gliederung nach der petrographischen Ausbildungsweise als Gerölle- und Sandablagerungen (d¹) und als Lehm (d²) vorgenommen werden.

Geröll- und Sandbildungen (d¹).

Wichtige Bildungen des Diluviums unsers Gebietes sind die Schotter und Sande, welche im Bereich der Flußläufe in verschiedenen Höhen über den heutigen Talböden angetroffen werden und welche wegen ihrer Lagerung als Terrassenschotter bezeichnet werden. Es sind dies Anhäufungen von Geröllen und Sanden, welche als Absätze in ehemaligen Flußbetten zu betrachten sind und die sich heute in mehr oder weniger zusammenhängenden Resten auf den die Flußläufe in verschiedenen Höhenlagen begleitenden Terrassen erhalten haben. Sie gehören demnach den verschiedenen Stadien der Talbildung an. Sie sind für die Entwicklungsgeschichte der Täler und der jüngsten Morphologie sowie für die Erfassung der jüngsten Krustenbewegungen von großer Bedeutung. Ihr Studium gehört aber eher zu dem Arbeitsgebiet des Morphologen und Geographen als des Geologen.

Mehr oder weniger ausgedehnte Schotterterrassen lassen sich in verschiedenen Höhenlagen besonders im Talgebiete der Sauer und Mosel nachweisen. Systematische Untersuchungen derselben in unsern Gebieten stehen noch aus. G. BAECKEROOT und H. FLOHN haben sich mit einzelnen Zügen der Talgeschichte unsers Landes beschäftigt. V. FERRANT hat eine zusammenfassende Studie über die Terrassenbildungen unserer Mosel versucht.¹⁾ Auch N. THÉOBALD beschäftigte sich mit der Talgeschichte der Mosel im Gebiete von Sierck und N. THURM²⁾ hat wertvolle Gesichtspunkte über die Morphologie unserer Moselgegend gegeben.

Vor allem fehlt noch eine einwandfreie Individualisierung der einzelnen Terrassenablagerungen und eine genaue Festlegung der Erosionsabstände zwischen denselben. Da unser Gebiet bis in die Diluvialzeit differentielle Bewegungen erlitten hat, genügt eine Eingliederung der Terrassen nach der Höhenlage nicht zur Parallelisierung der verschiedenen Schotterbildungen. Die Bodenbewegungen waren besonders deutlich an der Wende Pliozän-Diluvium und im ältern Diluvium. Deshalb sind besonders bei den ältern Terrassen örtlich wechselnde Erosionsabstände zu erwarten.

Das Fehlen einer topographischen Karte mit einwandfreien Höhenkurven macht sich hier besonders fühlbar.

Die ältesten Schotter des Moseltales gehören dem Taltrog an und sind jungpliozän, denn seit dieser Zeit besteht das heutige Moseltal. Dieselben bilden den Deckenschotter, weil sie als Überreste einer weiten Decke, welche die Trogfläche überkleidete, auf den höchsten randlichen Höhen des Moseltales erhalten geblieben sind. Hierzu sind zu stellen die Geröll- und Sandablagerungen bei 300 m absoluter Höhe auf dem Stromberg, die Geröllablagerungen nordöstlich Emeringen, bei Ahn auf den « Wacken », Koepp und Palmberg bei Wormeldingen, im « Winterfeld » bei Potaschberg, am « Grauenstein » südlich Manternach, in « Stell » südlich Münsch-ecker u. a. Die Angabe, daß der Deckenschotter etwa bei 300 m absoluter Höhe oder 170—180 m relativer Höhe, bezogen auf das heutige Moseltal, lagere, berücksichtigt nicht die relativen Verschiebungen längs den zahlreichen Brüchen im Gebiete des Moseltales. Die Gerölle zeigen vielfach Spuren starker Abnutzung und Verwitterung und bestehen ausschließlich aus Quarz und Quarzit.

Unter dem Deckenschotter kann dann eine obere und untere Terrassengruppe auseinandergehalten werden. Die obere Terrassengruppe umfaßt die Höhenlage zwischen 100 und 40 m über dem Flusse. Sie führt neben Sand vorherrschend Quarz- und Quarzitzerölle. Granit kommt nicht vor oder ist sehr selten. Fossile Reste sind nicht bekannt.

Die untere Terrassengruppe liegt zwischen der heutigen Talaue und 35 m Höhe über dieser. Sie führt neben Quarz- und Quarzitzeröllen 5—8% Granitgerölle. Fossile Reste sind nur in der untern Terrassengruppe gefunden worden. Nach diesen Funden gehören diese Terrassen dem jüngern Diluvium an.

Am häufigsten sind in den Schottern der Niederterrassen unserer Mosel, namentlich in den Kiesgruben von Mertert und Wasserbillig Knochenreste des Mammut, *Elephas primigenius*, begleitet von *Rhinoceros tichorhinus*. Reste des Renntier, *Rangifer tarandus*, sind selten. Etwas häufiger ist *Bos primigenius*. Aus den gleichen Ablag-

¹⁾ FERRANT, V.: Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Moseltales auf Luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System. — Cahiers luxembourgeois, 1933.

²⁾ THURM, N.: Quelques traits du relief des bords de la Moselle. — Ges. lux. Naturfreunde. N.F. 32. Jahrg. 1938.

erungen stammt ein Oberschädel mit Gehörn von 1.20 m Spannweite von *Bison priscus*. Auch *Cervus elaphus* kommt vor, ist aber selten. Häufiger sind dagegen Reste von *Equus (Microhippus) fossilis*.

Betreffend die petrographische Ausbildung der Schotter ist zu erwähnen, daß im Deckenschotter nur ortsfremdes Gestein, Quarz und Quarzitgeröll, auftritt.

In der obern Terrassengruppe findet man, wenn auch selten, ein Kalksteingeröll, während in der Unterterrasse solche von Muschelkalk und Keupersandstein etwas häufiger, wenn auch immer noch relativ selten, auftreten. Manche Lagen der Schottermassen der untern Terrassen sind durch ein kalkiges Bindemittel zu einem festen Konglomerat verkittet. So beobachtet man in den Kiesgruben auf « Flohr » nördlich Grevenmacher oben 3—4 m lose Quarz- und Quarzitgerölle mit vereinzelt Granit- und Porphyrstücken. Tiefer sind die Gerölle lagenweise zu einem festen Konglomerat verbunden, in welches sich mehr oder weniger lockere Partien einschoben. Das Konglomerat führt zahlreiche gerollte Bruchstücke von Muschelkalk von 5 bis 30 kg Gewicht. Gerollte Stücke des Quarzites von Sierck sind relativ selten. An der Basis der Konglomeratlagen tritt Nodosuskalk auf.

Auch bei Ausschachtungen zur Anlage der Kellereien der Winzergenossenschaft von Stadtbredimus wurde stark verkitteter Schotter angetroffen. Die Ausschachtungen ergaben von unten nach oben folgendes Profil:

- 1) Grauer schieferiger Mergel und fester gelber Dolomit (mo³).
- 2) 3 m bunte Mergel mit dolomitischem Sandstein (ku¹).
- 3) 3 m lose Quarz- und Quarzitgerölle mit relativ viel Granit.
- 4) 2 m sehr festes Konglomerat aus den gleichen Geröllen, durch ein kalkiges Bindemittel verkittet.
- 5) 1—2 m Gehängeschutt.

Da die losen Gerölle (3) leicht verrutschen, so bricht das Konglomerat nach und bedeckt in größern Blöcken den ganzen Hang unter der Konglomeratlage.

Morphologisch stellen die Terrassen etwas gegen den Flußlauf geneigte Flächen dar, welche durch steiler gestellte Gehänge getrennt sind. Die Terrassen entsprechen Zeiten der Aufschüttung, die trennenden Gehänge Zeiten der Auswaschung. Die in der heutigen Talaue der Mosel abgelagerten Gerölle entsprechen einer jüngsten Aufschüttung der Diluvialzeit, wie auch das Vorkommen von fossilen Tierresten bezeugt. In diese Geröllmassen ist das heutige Flußbett der Mosel eingeschnitten. Die oberflächlicheren Ablagerungen über denselben, meist Sand und Lehm mit kleinen Geröllen, gehören dem Alluvium an. Solche Lehm- und Sandbildungen trifft man auch auf der Oberfläche aller erhaltenen Terrassen. Sie sind natürlich jünger als die unterlagernden Gerölle.

Ziemlich ausgedehnte Schotterreste finden sich auch in dem Talgebiete der Unter- und Mittelsauer.

Reste der Deckenschotter trifft man in diesem Gebiete auf der bewaldeten Kuppe « Sernig » südöstlich Mompach, am Südostrande des Waldes von Herborn, auf der Kuppe des « Jungenbusch » südlich Moestrof, auf dem Plateau südöstlich Stegen, auf dem Höhenzug südlich Broderbour, auf dem Niederberg nördlich Bettendorf, auf « Bloch » bei Tandel. Auch die Schottermassen auf dem Herrenberg müssen zum Deckenschotter gestellt werden, ebenso die Gerölle auf dem Goldknapp bei Erpeldingen und auf « Kochert » bei Feulen.

Auch die Hoch- und Niederterrassen mit mehr oder weniger ausgedehnten Schottermassen sind gut entwickelt. Die Vorkommen sind auf der geologischen Spezialkarte eingetragen. Eine Ausscheidung einzelner Terrassen nach Alter und Höhenlage ist für die Sauer noch nicht versucht worden. Ebenso wie im Moseltal liegt die jüngste Diluvialterrasse im Niveau der heutigen Talsohle. Der Fluß hat sein heutiges Bett in diese Geröllmassen angelegt und das Alluvium bedeckt als feine Kies- oder sandige Lehmdecke oberflächlich diese Gerölle ein. Das Vorkommen eines vollständig erhaltenen Mammuthzahnes in den lehmigen Ablagerungen des Talbodens der Korn bei Differdingen (DE PRÉMORAL, 1855) beweist daß auch bei andern Flüssen des Landes im Niveau der heutigen Talsohle jungdiluviale Bildungen auftreten.

Quarz- und Quarzitgerölle können natürlich nur dort auftreten, wo das entsprechende Gestein im Einzugsgebiet der Flüsse auftritt. Dazu gehört die Mosel, die Sauer, die Wark, die Attert, sowie die untere Alzette, soweit sie mit ihren Zuflüssen im Gebiete der konglomeratisch entwickelten Trias liegt. Anderwärts treffen wir in den Ablagerungen unserer Flüsse, neben vorherrschend lehmigen Bildungen, nur etwas festen Sandstein oder Kalkstein, besonders aber Konkretionen von Rasenerz und Tertiärquarzit an zweiter Ablagerungsstelle

(d(x)). Besonders gut entwickelt sind diese lehmigen Bildungen im Gebiete der untern Alzette zwischen Mersch und Colmar-Berg, wie in der «Mees» in der Ortschaft Mersch, auf dem Merscher Berg, bei Pettingen und auf dem Höhenzug östlich der Häusergruppe «Rost» bei Bissen.

Auf den ältern Terrassen ist der Kalkstein aber meistens der Auflösung verfallen, der Sandstein in losen Sand aufgelöst, so daß in den lehmigen Bildungen nur vereinzelte Tertiärquarzite und etwas häufiger Rasenerzknollen eingestreut sind. Lokal können dieselben so angehäuft sein, daß sie früher abgebaut wurden.

Am Südrande des Oeslings, im Gebiete der Uferfazies der Trias sind ausgedehnte Flächen mit Quarz- und Quarzitgeröllen bedeckt, die aber nur in sehr beschränktem Maße zu den diluvialen Flußablagerungen gestellt werden dürfen. Es handelt sich meistens um Restschotter der konglomeratisch entwickelten Triasschichten und um Basalgerölle. Dieser Restschotter reicht nach Süden bis in die Umgegend von Mersch und wird sogar südlich der Liasplatte lokal bei Berburg, Rodenbour u. a. angetroffen. Wenn auch im allgemeinen die Trennung zwischen Restschotter und Schotter von Flußterrassen möglich ist, so gibt es auch Grenzfälle wo diese nicht scharf durchführbar ist. Es handelt sich dann um Material das aus nächster Nähe stammt und vom fließenden Wasser aufgearbeitet wurde.

So beobachtet man auf dem Plateau südlich Cruchten rechts und links des Weges nach Oberglabach in den Feldern reichlich quarzige Gerölle von Wallnuß- bis Faustgröße. Sie entstammen dem konglomeratisch entwickelten Schilfsandstein, der stellenweise in geringer Tiefe sogar beim Pflügen angefahren wird. Es handelt sich hier um einen Restschotter. Darunter, etwa in halber Höhe des Anstieges, sind die Felder mit einem sandigen Lehm von gelblicher Farbe, bedeckt. Der Lehm führt viel Konkretionen von Eisenerz und Tertiärquarzit, aber auch Gerölle, die von dem höher auftretenden Restschotter stammen. Nach unten hin verschwinden diese und es verbleibt nur der diluviale sandige Lehm mit Eisenerz und vereinzelten Tertiärquarziten, der von Mersch an überall das Talgebiet der Alzette bis nach Colmar-Berg hin begleitet.

Die Frage der Schotterablagerungen im Gebiete der Trias am Rande des Oeslings wurde eingehend höher in den Kapiteln über die Trias behandelt. (Siehe auch M. LUCIUS: Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings in Bd. III der Beiträge zur Geologie von Luxemburg, 1941 p. 3—275.)

Lehmige Bildungen (d²).

Grundsätzliches über die lehmigen Bildungen wurde bereits bei Besprechung der tertiären Ablagerungen mitgeteilt. Die Verbreitung derselben ist viel ausgedehnter als diejenige der Sand- und Schottermassen und erstreckt sich innerhalb unsers Gebietes auf alle Höhenlagen von den höchsten Punkten des Plateaus bis hinab in die Flußniederungen. Manche mergelige und tonige Schichten wie beispielsweise der Lias- oder Keuperformation sind allenthalben mit einer fast ununterbrochenen Lehmdecke überzogen. Hier handelt es sich dann meistens um einen lehmigen Verwitterungsrückstand, der keiner weitem Verfrachtung unterlag und deshalb nicht als gesonderte Schichtenbildung angesprochen werden kann, wie schon bereits früher dargelegt wurde. Ausgedehnte Lehmdecken mit eingestreuten Brauneisenkonkretionen und Quarzitknollen finden sich auf primärer Lagerstätte vielfach auf den Hochflächen über dem heutigen Erosionsgebiet unsers heutigen Flußsystemes und gehören dem mittleren Tertiär an. (Siehe p. 00). Sicher dürfen aber die Lehmablagerungen innerhalb des Gebietes der Flußterrassen zu den diluvialen Bildungen gestellt werden, während die Lehmablagerungen im Gebiete der Troglflächen aus theoretischen Erwägungen in das jüngste Pliozän gestellt werden können. Wo Flußschotter und Lehme zusammen auftreten, bilden die Schotter stets das Liegende und werden von den Lehmen eingedeckt. Lehmige Bildungen im Gebiete der Troglflächen, also im Niveau des Deckenschotter trifft man beispielsweise in größerer Ausdehnung auf der Hochfläche zwischen Dickweiler und Osweiler, auf Mannertgen und Hochwald zwischen Osweiler und Rosport, nordöstlich der Leh bei Büringen, auf dem Höhenzug östlich Rost bei Bissen u. a. Nordöstlich der Leh bei Büringen sind bis 5 m blaßgelber Lehm erschlossen, ohne daß die anstehenden Striatulusschichten erreicht seien.

Prinzipiell sind jedenfalls die an Ort und Stelle entstandenen Verwitterungslehme von dem durch die Flüsse herangefrachteten lehmigen Material zu trennen, denn nur letztere dürfen als Schichtenbildungen sedimentärer Herkunft bezeichnet werden.

Doch bei manchen Vorkommen lehmiger Bildungen, die auf der Karte als Verwitterungslehm ausgeschieden wurden, läßt sich darüber streiten, ob es sich um umgelagertes Anstehendes oder um Flußablagerungen mit hohem Gehalt an lokalem Material handelt, was besonders im Gebiete der Lias- und Keuperformation zutrifft. Dies gilt auch für die starken Lehmanhäufungen im Gebiete der rechten Zuflüsse der Attert, namentlich im Schweichertal.

Wo solche Lehmmassen im Erosionsbereich des heutigen Flußsystemes liegen, dürfen sie als diluviale Sedimente angesprochen werden, zumal wenn dieselben von Schotter unterlagert werden oder grobe Schichtung durch eingeschwemmten Sand oder Gerölle oder durch Sonderung des Materiales nach Korngröße oder Zusammensetzung aufweisen.

Die Lehmgebilde der Flußterrassen können eine nicht unbedeutende Mächtigkeit aufweisen. So konnte in den Lehmgruben der Flußterrasse auf Méès, worauf das alte Schloß von Mersch steht, gemessen werden:

Ackererde: 0,50 m.

Toniger, braungelber Sand mit vereinzelt Eisenerzknoten (Formsand 3—4 m. Heller Sand, 2—3 m. Darunter folgt verwitterter Steinmergelkeuper.

Auf der Niederterrasse, 150 m nordwestlich von Bahnhof Mersch, zeigte eine Baugrube 4 m gelben sandigen Lehm mit vereinzelt Brauneisenerzknoten. Anstehendes ist Steinmergelkeuper.

Verstürzungen und Gehängeschutt.

In die niederschlagsreiche Diluvialzeit fallen aller Wahrscheinlichkeit nach Rutschungen und Verstürzungen größern Ausmaßes, welche an den Steilhängen verschiedener Stufen, besonders des Aalenien, des Lux. Sandsteines und des Hauptmuschelkalkes auftreten.

Dahin gehören die verstürzten Massen der Minetteformation an der Nordwestseite des Prinzenberg bei Petingen, die gegen 1935 bei Erweiterung der Bahnanlagen bloßgelegt wurden. Eine größere Masse von Eisenerz aus allen Lagern in buntem Durcheinander lag hier unmittelbar auf Striatulusschichten und wurde von Verwitterungsboden eingedeckt. Das Vorkommen wurde als Eisenerz abgebagert.

Eine ähnliche Masse, in welcher ebenfalls kleine Tagebaue angelegt sind, befindet sich am NW-Fuß des Titelberg über der Maragole bei Rodingen.

Die besonders am Stromberg bei Schengen weit verbreiteten Blockhalden aus verrutschten und abgestürzten Massen des Hauptmuschelkalkes dürften bis in das jüngere Diluvium zurückreichen.

In großem Maßstab treffen wir Felsabbrüche, Blockhalden und Gehängeschutt am Fuße des Lux. Sandsteines. Die Verrutschungen und Abbrüche setzten ein, als die Flüsse ihr Bett bis an die Basis des Sandsteines vertieft hatten und es zu Auswaschungen der weichern Unterlage des Sandsteines kam. Diese Vorgänge reichen jedenfalls bis in das jüngere Diluvium zurück.

Das abgerutschte Material konnte weiter aufgearbeitet werden und eine grobe Schichtung erfahren. Das fossilführende Diluvium am Südostfuß des Helperknapp besteht aus aufgearbeitetem Gehängeschutt dieses Berges und enthält losen Sand und Brocken von Gryphitenkalk. Zähne und ein Schädel des *Rhinoceras* wurden darin aufgefunden. (Siehe auch p. 000).

Die Bewegungen solcher Blockhalden und Rutschmassen können natürlich bis in die Jetztzeit andauern, und es ist dann schwer eine bestimmte Grenze zu ziehen zwischen dem, was zum Diluvium und was zu den Vorgängen der Gegenwart zu stellen ist.

Auf die Entstehungsursachen dieser Rutschungen und Verstürzungen sowie auf ihre praktische Bedeutung bei Anlage von Bauten aller Art wurde bereits früher bei Besprechung der einzelnen Abteilungen des Mesozoikums hingewiesen.

Wasserführung des Diluviums.

Die Kies- und Geröllmassen des Deckenschotter und der höhern Flußterrassen haben wegen ihrer geringen Flächenausdehnung keine Bedeutung für den Wasserhaushalt unsers Gebietes. Anders ist es mit den ausgedehnten jungdiluvialen Schotterablagerungen der Flußniederungen des Mosel- und Untersauertales. Diese führen einen ergiebigen Grundwasserstrom, der bis heute für die Wasserversorgung kaum angezapft wurde. Besonders die weite Talaue zwischen Schengen und Remich sowie zwischen Mertert und Wasserbillig haben bei Einzelversuchen recht gute Ergebnisse gezeigt. Hier liegt eine 6—8 m mächtige Kies- und Geröllmasse auf einer undurchlässigen Unterlage von Keupermergeln und wird von 2—4 m mächtigen, feinem, lehmigen Material eingedeckt, so daß ein hygienisch einwandfreies Wasser gewonnen werden kann.

ALLUVIUM (a)

Als Alluvium bezeichnen wir solche Bildungen, welche sich noch in der Jetztzeit vollziehen und fortsetzen oder auch durch ihr Auftreten, ihre Ausbildung oder die darin enthaltenen organischen Einschlüsse so unmittelbar an die noch im Entstehen begriffenen Bildungen anschließen, daß sie von denselben nicht abzutrennen sind.

Dahin gehören in erster Linie die heutigen Ablagerungen unserer Flüsse, welche die Oberfläche der Talsohlen bedecken. Sie bestehen vorwiegend aus feinen sandigen bis tonigen Bildungen, welche bei dem Austreten der Flüsse in den Talniederungen zurück bleiben und sich auch gegenwärtig noch ständig vermehren. Im Moseltal und im Tale der untern und mittleren Sauer bestehen dieselben aus einem 1—3 m mächtigen, bräunlichen, lehmigen Sand, der vielfach mit kleinen Quarz- oder Quarzitgeröllen durchsetzt ist. Dieser bedeckt die den Untergrund dieser Täler bildenden Massen von gröberem Sand, Kies und Geröllen, die nach den eingeschlossenen Versteinerungen jungdiluvialen Alters sind, während die überlagernden alluvialen Lehmmassen gelegentlich Schalenreste von heute in der Mosel lebenden Unio-Arten führen.

Die Talniederungen der Alzette und ihrer Nebenflüsse sind mit einem blaßgelben bis ockerfarbenen sandigem Lehm bedeckt, der zwischen Walferdingen und Mersch bis über 5 m Mächtigkeit haben kann und der vielfach vereinzelte oder in geschlossenen dünnen Lagen vorkommende Konkretionen von Raseneisenerz auf zweiter Lagerstätte führt. Dazu kommen im Gebiete des Luxemburger Sandsteines auch kleine Quarzgerölle. An der Basis des Lehmes treten meistens Lagen gröberer Gerölle auf, teils Kalkgerölle wie im Bette der Alzette, teils Quarzgerölle wie im Gebiete der Attert und Wark. Brauneisenkonkretionen sind besonders gehäuft in den Talniederungen der Gebiete westlich der Alzette und südlich der Attert. Sie können lokal bis 0.50 m starke geschlossene Lagen bilden wie beispielsweise im Gebiete der obern Eisch bei Kahler und bei Gras.

Die Mächtigkeit des Alluviums ist selbstverständlich entsprechend der Morphologie des Talbodens Schwankungen unterworfen. Wo Seitentäler mit starkem Gefälle einmünden, können sich flache Schuttkegel im Haupttal ausbilden. So zeigten Ausschachtungen im Alluvium des Düdelinger Baches beim Bahnhof Düdelingen-Werk, die im Schnittpunkte der Einmündung eines Seitentales liegen bei 7 m Tiefe noch angeschwemmten gelben, etwas sandigen Lehm, der nur mäßig Grundwasser führt. Im Seitental, rund 300 m talaufwärts, war bei 5 m Ausschachtung das Liegende noch nicht erreicht. In « Greisendahl » (Düdelingen) zeigten Bohrungen zur Untersuchung des Baugrundes über 9 m, Bohrungen beim Schlachthof in Düdelingen bis 8 m mächtige Flußanschwemmungen. Ausschachtungen im Tale der Korn bei Niederkorn ergaben 8 m Flußablagerungen.

Am Bahnhof Ettelbrück ergaben Ausschachtungsarbeiten oben sandigen Lehm und groben Sand, der tiefer mit Quarz- und Quarzitgeröll durchsetzt ist. In 6 m Tiefe wurde stark zersetzter Buntsandstein erreicht.

Im Hofe der Brauerei Diekirch wurde bei Anlage einer Bohrung nach Betriebswasser durchteuft:

0 bis 4 m: roter, lehmiger Anschwemmungsboden

4 m bis 4.50 m: grauer, lehmiger Anschwemmungsboden

4.50 m bis 6.50 m: dunkle und helle Quarz- und Quarzitgerölle bis Taubeneigröße, nach unten mit rötlichem, sandigen Lehm vermischt.

Bei 6.50 m beginnt der Buntsandstein.

In einem Bohrloch in Diekirch, westlich des Bahnhofes traf man bis zu 3 m Tiefe blaßroten, sandigen Lehm und von 3 m bis 5.75 m groben Kies nebst Quarz- und Quarzitzeröllen, dann den Buntsandstein.

In Bettemburg, gleich oberhalb der Brücke, 60 m vom Bette der Alzette ergab eine Probebohrung:

- 0 bis 1 m: Lehmigen, gelben Schwemmboden,

- 1 bis 2 m: Stark sandigen, braunen Lehm, der nach unten in etwas lehmigen Sand übergeht,

- 2.50 bis 5 m: Braunen Sand mit vielen flachen Kalkgeröllen, oben taubeneigroß, unten bis faustgroß.

Der Kalkstein ist Ootherkalk und Polypenkalk.

Bei 5 m beginnen die geschieferten Mergel der Margaritastufe. Ein Pumpversuch ergab 25 cbm Schüttung pro Stunde.

Sehr verbreitet ist auch der alluviale Gehängeschutt und Verwitterungsboden. Anstehendes Gestein oder den « gewachsenen Fels » trifft man in der Regel nur an Steilwänden oder wo schwer verwitterbare Schichten sich deckenartig ausdehnen. Sonst überzieht, namentlich bei wenig geneigter Oberflächengestaltung, eine mehr oder weniger mächtige Decke von Gehängeschutt und Verwitterungsboden alles. Dieser Gehängeschutt sammelt sich namentlich am Fuße von Steilabfällen oft bis zu mehreren Metern Mächtigkeit an. Besonders ausgedehnte Flächen trifft man auf den Plateaus, wo derselbe keiner Abwaschung unterliegt. Am Fuße der Steilhänge des Hauptmuschelkalkes und namentlich des Luxemburger Sandsteines zieht Gehängeschutt in einem fast ununterbrochenen Bande hin, so daß meistens vom Obern Keuper resp. vom Mittleren Muschelkalk nicht viel zu sehen ist, wenn nicht zufällig Wasserrisse oder künstliche Aufschlüsse Einblicke in das anstehende Gestein gestatten. Seiner Zusammensetzung nach ist der Gehängeschutt natürlich von den an den Gehängen austreichenden Schichten abhängig.

Um das geologische Bild nicht allzusehr zu stören, wurde deshalb auf der geologischen Spezialkarte der Gehängeschutt nur da ausgeschieden, wo er besonders mächtig ist. Bei Angabe des Verwitterungsbodens auf den Plateaus wurden die anstehenden Schichten auf der Karte in Klammern beigefügt. So bedeutet beispielsweise das Zeichen d (lo¹) lehmige Verwitterungsmasse auf unterliegendem Posidonienschiefer, d (li³) ebensolche Bildungen auf Arietenkalk. usw.

Verrutschungen und Felsstürze. Verrutschungen und Felsstürze treten auch in der Jetztzeit in bestimmten Schichtenfolgen häufig auf, zumal wenn in Steilwänden abbrechendes Gestein auf einer wasserundurchlässigen, tonigen Unterlage aufruht, wie dies für den Hauptmuschelkalk, besonders aber für den Luxemburger Sandstein zutrifft. In Zusammenhang mit diesen abgleitenden Bewegungen steht die Erscheinung, daß die Schichten des Hauptmuschelkalkes und des Luxemburger Sandsteines am Rande der Plateaus vielfach gegen das Tal neigen und von offenen, mit der Talrichtung parallel ziehenden Klüften durchsetzt sind. Dadurch können sie in den Randgebieten der Plateaus eine Einfallsrichtung zeigen, welche der ursprünglichen, wie sie weiter im Innern herrscht, entgegengesetzt ist. Dies ist eine Erscheinung, welche bei praktischen Arbeiten, wie bei Anlage von Steinbrüchen oder bei Ausführung von Bauten zu berücksichtigen ist und bei nicht in Betrachtung unangenehme Folgen haben kann.

Kalktuff. Absätze aus kalkhaltigem Wasser in Form von Kalktuff findet man in der Umgebung von Quellenaustritten am Fuße aller kalkhaltigen und wasserdurchlässigen Gesteine. Solche Absätze treten in unserm Gebiete auf am Fuße der Kalksteinmassen des Bajocien und des Hauptmuschelkalkes, besonders aber des quellenreichen Luxemburger Sandsteines. Bekannt sind die bis 5 m mächtigen Kalktuffmassen am Fuße des Luxemburger Sandsteines in der Umgegend von Echternach, im Tale der weißen Ernz nördlich Fels, im Tale der Mamer zwischen Kopstal und Diredental sowie im Eischtal zwischen Eischen und Hollenfels. Am Fuße der Kalke des mittleren Braunen Juras bestehen größere Vorkommen bei Lasauvage und in der Cronière. (Cronière ist übrigens ein Lokalausdruck für Kalktuff.) Die Vorkommen am Fuße des Hauptmuschelkalkes sind stets unbedeutend. Da andere organische Formen als Blattabdrücke heutiger Pflanzen oder Gehäuse rezenter Land- und Süßwasser-

schnecken in den Kalktuffen nicht angetroffen werden, sind sie als alluviale Absätze zu bezeichnen, deren Bildung auch noch heute vor sich geht. Den Anteil, den diese Kalkabsätze an der Zusammensetzung der Oberflächenformen nehmen sind äußerst gering. Bei Fels und bei Echternach wurde der Kalktuff lokal in kleinen Betrieben abgebaut und technisch verwertet.

Bei geeigneter Zusammensetzung kann auch das Alluvium der Täler einen ergiebigen Grundwasserstrom führen. So ergab ein Probebrunnen im Alluvium der Alzette bei Bettemburg auf 6 m Tiefe bei einem 24 stündigen Pumpversuch stündlich 25 cbm hygienisch einwandfreies Wasser von 10° C bei einer Lufttemperatur von 26° C, eine Probebohrung im Alluvium des Düdelinger Baches beim Schlachthaus bei 8 m Tiefe stündlich 20 cbm Wasser.

Luxemburg, September 1945.

NACHTRAG

GEOLOGISCHE ERGEBNISSE DER NEUBOHRUNG DER KINDQUELLE.

Vorkommen von Perm unter der Trias des Gutlandes.

Die in den Jahren 1841—1846 erbohrte Mineralquelle in Mondorf (Kindquelle) zeigte seit 1912 Verfallserscheinungen, so daß schließlich die Schüttung der Quelle im Jahre 1938 auf 120 Minutenliter, gemessen bei 193,70 N.N., gesunken war. Eine damals durchgeführte geologische Untersuchung überzeugte mich, daß dieses Manko lediglich auf den schlechten Zustand des Bohrloches zurück zu führen sei und daß eine technisch einwandfrei durchgeführte Neubohrung der Quelle die ursprüngliche Wassermenge wieder zu Tage bringen würde. Diese Neubohrung wurde in der Zeit vom 27. Juli 1946 bis zum 3. Dezember 1947 nach dem von mir aufgestellten Programm durchgeführt. Ende November 1947 war die ganze Masse des Buntsandsteines durchbohrt und am 1. Dezember wurde bei der Tiefe von 700 m das Devon erreicht. Aus rein wissenschaftlichen Erwägungen hin wurden dann noch 12,80 m Devon erbohrt.

Die Quelle hatte jetzt wieder ihre ursprüngliche Schüttung von 1844, nämlich 665 Minutenliter bei dem Niveau von 188 N.N. und 430 Minutenliter beim Niveau von 193,70 erreicht.

Bis zur Tiefe von 450 m wurde ausschließlich mit dem Meißel gebohrt und hier, als das Hangende des Voltziensandsteines erreicht war, die Süßwasserhorizonte über dem Mineralwasser abgesperrt.

Von 450 m ab bis zur Endtiefe von 712,80 wurde, soweit als es technisch ohne zu große Schwierigkeiten und Zeitverlust durchführbar war, eine vollständige Kernreihe gewonnen.

Das Mineralwasser tritt zwischen 451 und 667 m an 22 verschiedenen Stellen aus dem Buntsandstein und Vogesensandstein hervor. In der Tiefe von 667 m wurde die Temperatur zu 28 Grad bestimmt. Für weitere Einzelheiten bei der Neubohrung sei auf meine Veröffentlichung: « La réfection du forage Kind à Mondorf-les-Bains » in den Publications de l'Institut Grand-Ducal de Luxembourg, section des sciences naturelles, année 1948, hingewiesen.

Hier die Beschreibung der Kerne und die stratigraphische Zugehörigkeit der Schichten zwischen 712 und 450 m.

Die Bohrkerne und die stratigraphische Zugehörigkeit der Schichten zwischen 712,85 und 450 m.

Unterdevon.

712,85—710 m. Bei 712,85 m hellgraues bis dunkelgraues, sehr feinkörniges, etwas kieseliges Schiefergestein. Dazwischen 1—2 mm dünne Lagen von durchlässigerem Gestein, das durch Eisenoxyd dunkelrot gefärbt ist. Einige mehr sandige Lagen lassen erkennen daß die Schichtung fast horizontal oder nur schwach geneigt ist. Die Schieferung ist wenig ausgesprochen: Durch die verschiedene Durchlässigkeit des Gesteines gegen die von oben heruntersickernden Eisenlösungen ist das Gestein fleckig. Auf den Schichtflächen dunkelviolette Eisenhaut. Einige 1—2 mm starke Diaklasen, 45 bis 60° geneigt. Auf den Flächen fein zerriebenes, rot gefärbtes Schiefermaterial.

Bei 711 m ist die Schieferung besser ausgesprochen, zeigt eine Neigung von 40 bis 50°. Es sind 3 bis 8 mm starke Schieferplatten abgesondert.

710—703 m. Bei 710 m verläuft eine flachwellige, fast horizontale Diaklase, von 2—3 mm Öffnung, die mit rotgefärbtem, zerriebenem Gestein erfüllt ist.

Darüber Wechsel von tonigem und sandigem Schiefer. Letzterer ist durch Eisenlösung rot gefärbt, ersterer ist hellgrau. Die 1 bis 8 mm starke Schichten sind 30 bis 40° geneigt und von einer Diaklase mit 50° Neigung durchsetzt, an welcher eine 3 bis 5 mm starke Verschiebung zu beobachten ist. Auf den Schichtflächen dunkle Eisenhaut. Der gleiche Gesteinscharakter, stellenweise stärker kieselig, hält bis gegen 703 m an.

703—702,50 m. Bei 703 m eine 20 cm starke Störungszone. Das Gestein ist hier von Diaklasen, die fast horizontal verlaufen, durchsetzt und besteht aus feiner, mit Eisenoxyd durchtränkter Breccie. Über dieser Störungszone ändert der Gesteinscharakter. Es sind um 60 bis 90° aufgerichtete, gewellte Quarzschiefer mit dünnen Lagen von weißem Quarz in den Schichtfugen.

702,50—701,75 m. Bei 702,50 m, über fast horizontaler Bruchfläche, besteht das Gestein aus sehr feinkörnigen, dunkelgrauen Quarzophylladen. Die Schichtflächen zeigen eine Neigung von 30—40°, die Schieferungsflächen sind schwacher geneigt, 15 bis 20 Grad.

Bei 702 m eine durch horizontal und vertikal gerichtete Zerreibungen stark gestörte Zone von 0,80 m Mächtigkeit. Der Quarzschiefer ist in eine durch Eisenlösung rot gefärbte Breccie verwandelt, die durch helle Quarzadern verfestigt ist. Darüber ist der Quarzschiefer stark gefältelt und stark von Rutschflächen durchsetzt.

701,75—699,60 m. Die Quarzophylladen von hellgrauer Farbe mit dünnen, durch Eisenlösung rotgefärbten, durchlässigeren Lagen liegen fast horizontal. Auf den Schichtfugen liegt ein dünner Belag von weißem Quarz. Eine Zerreibung durchsetzt in der Mitte den Gesteinskern in vertikaler Richtung. Auf der einen Hälfte verläuft die Schichtung horizontal, auf der andern ist sie um 30 bis 45° geneigt. Auch längs andern Diaklasen beobachtet man nur Millimeter starke Verschiebungen. Die Schichtung verbleibt fast horizontal, die Schieferung ist schwach ausgeprägt bis bei 700,50 m.

Hier ziehen horizontal verlaufende Diaklase durch. Darüber ist die Schichtneigung 40 bis 50°. Die Farbe wird grünlich grau mit hellgrauen Flecken. Das Gestein ist ein Quarzsandstein.

Perm.

Bei 699,60 m liegt eine Abrasionsfläche. Hier haben wir eine bunte Masse von eckigen Stücken von dunklerem Schiefer und hellerem Quarzsandstein und darin gebettet ein Geschiebe von gelblichgrauem Quarzit von 6 cm Durchmesser. Die Breccie ist von Quarzadern durchsetzt und durch Quarz cement verbunden.

Bei 699,45 m liegen die eckigen Bruchstücke von Quarzschiefer in einem dunkelroten, sehr groben Sandstein mit kleinen Höhlungen, welche mit vereinzelt Kristallen von Dolomit ausgekleidet sind.

Von 699,30 bis 699 m herrscht der grobe, rote Sandstein vor. Eine Schichtung ist nicht festzustellen. Eckige Stücke von Schiefer schwimmen, ohne sich zu berühren, in dem Sandstein. Die Bruchstücke haben zuerst bis 6 cm lange Seiten, um höher nur 1 bis 1/2 cm aufzuweisen. Das Bindemittel ist schwach dolomitisch. Im Sandstein einige kleine Alveolen mit Dolomitspatbelag.

Von 699—698,30 m. Die feinen brecciösen Trümmer häufen sich und die mit Dolomitkristallen ausgekleideten Alveolen sind so gedrängt, daß das Gestein stellenweise an den drusigen Mandeldolomit des Grenz dolomit (ku²) am Rande des Oeslings erinnert. Die Farbe ist dunkelrot mit hellgrauen Flecken, welche von einer stärkeren Häufung des dolomitischen Bindemittels herrühren. Nur bei 698,30 m liegt ein größeres helleres eckiges Bruchstück brecciösen Charakters.

Von 698,30 bis 697,80 m ist das Gestein wieder entschieden brecciös, indem größere Dolomitbrocken in dunkelrotem Sandstein eingebettet sind. Das Gestein ist drusig mit Dolomitkristallen.

Von 697,80 bis 697,30 m besteht das Gestein aus hellem sandigen Dolomit.

Von 697,30 bis 696,60 m hat das Gestein wieder brecciösen Charakter: Es besteht aus rotem Sandstein mit Dolomitbruchstücken. Das dolomitische Bindemittel ist so reichlich, daß das Gestein auf den Bruchflächen

förmlich glitzert. Die mit Dolomitkristallen ausgekleideten Drusen sind häufig. Im Gestein liegt eine 2 cm im Durchmesser messende Mandel von Dolomit.

Von 696,60 bis 695 m besteht das Gestein aus gröberem roten Sandstein mit eckigen Bruchstücken von sehr hartem, hellerem quarzigen Sandstein.

Von 695 bis 692 m herrscht der helle, kavernoöse Dolomit vor. Die großen Drusen sind gehäuft und mit größern Kristallen bekleidet.

Das Gestein von 700 bis 692 m Tiefe ist zum Perm zu stellen und vertritt Rotliegendes und Zechstein. Auch im Elsaß liegen unter dem Vogesensandstein Dolomite und grobe, rote Sandsteine, die als Vertreter des Perm gelten. Ebenso gehören grobspätige Dolomite und Sandsteine unter dem Vogesensandstein, die westlich vom Saartal zwischen Trassem und Conz diskordant über dem Unterdevon auftreten, zum Perm. Die von mir bereits in Band N^o 1, p. 79—86 der Veröffentlichungen des Luxemburger geologischen Landesaufnahmediestes vertretene Ansicht, daß auch unter der Trias des Gutlandes das Perm vertreten sei, hat also durch die Neubohrung der Kindquelle ihre Bestätigung gefunden. Was aber zum Rotliegendes und was zum Zechstein zu stellen ist, läßt sich schwer auseinander halten.

Vogesensandstein.

Von 692 bis 687 m ist der Sandstein so mürbe, daß kein Kern gewonnen werden konnte. Auch in den Vogesen ist der Sandstein an seiner Basis mürbe und zerreiblich, wird dann aber bald fester. Von 687 m ab aufwärts kamen dann größere Kernstücke zu Tage.

687—685,90 m. Zu unterst 10 cm sehr groben, ziegelroten Sandstein. Bei 686,90 m eine 4 cm starke Lage von gehäuften kleinern Quarz- und Quarzitgeröllen von hellgrauer Farbe.

Zwischen 686,85 und 686,40 m sehr grober Sandstein mit zwei dünnen Lagen von graugrünlichem, feinerem Sandstein. Die Schichtung ist horizontal. Bei 686,50 m eine 3 cm starke Zwischenschicht von Quarzitgeröllen, länglich oder schlecht gerundet, 1 bis 3 cm messend.

Das Gestein ist schwach glimmerführend und stellenweise von Diaklasen durchsetzt, die mit einer roten Eisenhaut bekleidet sind.

Bei 686,30 m vereinzelte, größere Quarzgerölle.

685,90—685 m. Bei 685,85 m eine dünne Lage von grauen und hellen Quarzitgeröllen in sehr grobem, ziegelrotem Sandstein.

Höher, bis zu 685 m, grober, roter Sandstein mit unregelmäßig verteilten kleinern Quarz- und Quarzitgeröllen.

680—674 m. Roter Sandstein mit einzelnen Lagen von grünlichem Sandstein, horizontal gelagert. Stellenweise vereinzelte kleine Gerölle. Bei 674 m ist der Sandstein grünlichgrau gefärbt.

674—553,80 m. Meißelbohrung. Alle 10 m wurde ein Versuch gemacht einen Kern zu erbohren. Es kommt nur gelblich-roter Sandstein mit glitzernden, eckigen Quarzkörnern und Micaschüppchen zu Tage.

Bei 632 m konnte ein Kern gezogen werden. Er besteht aus mittelkörnigem bis grobkörnigem Sandstein.

Von 553,80 bis 517 m gelang es wieder Kerne hoch zu bringen.

Zwischenschichten.

553,80—550,80 m. Es wurde 1 m Kern hoch gebracht.

Sehr grober, grauer oder grünlichgrauer Sandstein mit vereinzelten rötlichen Streifen. Der Sandstein ist stellenweise sehr zerreiblich. In demselben sind vereinzelte Quarzgerölle verstreut.

543,50—540 m. Ein Kern von 1 m Länge. Grünlich grauer, mittelkörniger Sandstein mit gewellten roten Farbstreifen und Drusen mit kleinen Dolomitkristallen.

532—530 m. Ein Kern von 0,65 m Länge. Das Gestein ist grünlichgrau und auf den Schichtflächen so dicht mit Glimmer belegt, daß es schiefert und silberig glänzt. Einige Zwischenlagen von weißen losen Quarzkörnern. Ein vereinzeltes Quarzitgeröll von 6 cm Durchmesser.

520—517 m. Ein Kern von 1 m Länge. Grober grünlicher, stark dolomitischer Sandstein, der in einen groben, drusigen Dolomit übergeht. Die Drusen sind mit hellen Dolomitkristallen ausgekleidet.

Bis zu 503 m wurde mit dem Meißel gebohrt. Von 503—499 m wurden wieder Kerne gewonnen.

503—502 m. Ein Kern von 0.55 m Länge. — Dunkelroter Sandstein aus groben Quarzkörnern mit viel Mica und vereinzelt größern Quarzgeröllen.

502—500 m. Ein Kern von 0.60 m Länge. Gestein wie bei 503—502 m.

500—499 m. Ein Kern 0.15 m Länge. Das gleiche Gestein.

Dann wurde bis zu 471 m mit dem Meißel gebohrt. Nach den Meißelproben zu urteilen, bleibt das Gestein das gleiche.

Der reiche Glimmergehalt, das Auftreten von Dolomiteinlagerungen und von Geröllen, die grobe Gesteinsbeschaffenheit, die Farbe von graugrün bis dunkelrot mit grauem Unterton weisen auf die Zwischenschichten hin, die von etwa 470—554 m Tiefe reichen.

Voltziensandstein.

Es wurden Kernproben zwischen 467,30 und 450 m gewonnen.

467,30—463,50 m. Ein Kern von 2.35 m Länge.

Mittel- bis feinkörniger, grauer Sandstein mit roter Streifung mit Glimmerschüppchen und tonigem Bindemittel. — Gegen die Mitte des Kernes wird das Gestein grobkörniger mit breiter roter und grauer Streifung. Es treten einige kleine Gerölle auf.

Im obern Teil des Kernes grünliche und graue Zeichnung. Auf den Schichtflächen lagenweise viel Glimmer. Dann herrscht die rote Farbe wieder vor.

463,50—450 m. Unten feinkörniger, toniger, roter Sandstein, oben etliche grünliche oder graue Bänder in der roten Farbe. Das Bindemittel ist tonig. Die Bruchflächen sind wulstig uneben mit Trockenrissen und mit Wellungen.

Ende der Kernproben.

BOHRPROFILE. — ANALYSEN VON MINERALWASSER.

TABELLE Nr. I.

BOHRUNG VON LONGWY.

Beschreibung der Bohrproben der Trias nebst Deutung derselben nach H. JOLY und L. VAN WERVEKE.

H. JOLY.				L. VAN WERVEKE.		
Lfd. Nummer.	Tiefe des Beginns der Probe	Gesteinsbeschaffenheit.	Mächtigkeit.	Nr des Bohrkernes	Tiefe.	Gesteinsbeschaffenheit.
1	2	3	4	1	2	3
		Keuper.				
1	491.00	bräunlich-grauer, toniger Sandstein, bunte Mergel mit Nachfall	9.00 m			
2	500.00	ockriger, gelber Sandstein, bunte Mergel mit Nachfall.....	5.00 m			
3	505.00	bunte Tone	3.00 m			
		Muschelkalk.				
4	508.00	hellgrauer, dolomitischer Kalk ...	3.00 m			
		Triassandsteine (grès bigarré et vosgien)				
5	511.00	bunte Tone	3.00 m			
6	514.00	brauner, toniger Sandstein	2.00 m			
7	516.00	bunte Mergel	5.00 m			
8	521.00	bunter, feiner Sandstein	5.00 m			
9	526.00	rosaroter, feiner Sandstein	5.00 m			
10	531.00	bräunlicher und gelblicher Sandstein	9.00 m			
		Dem Perm werden die Schichten von 540 m bis 771 m zugerechnet. Sie bestehen aus :				

1	2	3	4	1	2	3
11	540.00	rötlicher Sandstein	20.00 m			
12	560.00	roter Ton	1.00 m			
13	561.00	rötlich-grauer Sandstein	5.00 m			Mittlerer Muschelkalk.
14	566.00	grauer und rosenroter Sandstein.	11.00 m			
15	577.00	grauer und roter Sandstein mit Gips und Bänke von rotem Ton.	2.00 m	4	577.40—578.60	grauer, sandiger Ton mit Anhydrit- knollen.
16	579.00	grauer, toniger Sandstein mit Gips und Dolomit	18.00 m			Lücke.
17	597.00	rötliches, toniges Übergangsge- stein	8.00 m			Lücke
18	605.00	graue und rosenrote Sandsteine mit Konglomeraten, Dolomit und tonigem Übergangsgestein	1.00 m	5—6	602.05—606.40	zu oberst 0.70 m Konglomerat, rote Tone mit Anhydrit, zu unterst Sandstein mit Gips im Bindemittel.
19	606.00	zelliges Konglomerat	4.00 m			
20	610.00	grauer Sandstein mit Dolomit und Anhydrit	3.00 m	7—9	606.40—612.35	zu oberst Konglomerat, darunter grünlicher und rötlicher, sandiger Dolomit mit viel Anhydrit in Knollen und mit Knötchen von Magnesit.
21	613.00	grauer, rosenroter und grüner Sandstein mit Dolomit und tonigen Übergängen	2.50 m	10—12	612.35—615.70 615.70	hellgrünlicher bis rötlicher, san- diger Ton.
22	615.50	grauer, glimmerführender Sand- stein und toniger Schiefer.	2.50 m			desgl. mit sehr viel Anhydrit in knolligen Massen.
23	618.00	graue, rosenrote und grüne Sand- steine und Konglomerate.	2.00 m			Lücke.
24	620.00	grüner und roter Sandstein mit Gipsknollen und roten tonigen Übergängen	6.00 m			Lücke.
25	626.00	grauer bis rosenroter Sandstein .	13.00 m			Lücke.
26	639.00	roter Sandstein mit Konglomerat, Gips und Dolomit	25.00 m			hellgraue bis rötliche, sandige Tone mit viel Anhydrit in knolligen Massen und mit Knötchen von Magnesit.
		Lücke		13	657.75—659.65	}
		Lücke		14	659.65—661.90	
27	664.00	grauer und grüner Sandstein mit Anhydrit, Dolomit und Gips .	6.00 m	15	661.90—664.65	}
		Lücke		16	664.65—667.45	
28	670.00	glimmerige, rote Schiefer und tonige Übergänge	10.00 m	17	667.45—670.25	grünlicher Sandstein.
		Lücke		18	670.25—671.30	}
		Lücke		19	671.30—674.10	

1	2	3	4	1	2	3
		Lücke		20	674.10—678.60	grünliche und rote Tone, an die gleichgefärbten Tone der unteren Abteilung des Mittleren Muschelkalkes erinnernd, mit einzelnen Gips (?) Knollen.
						Muschelsandstein. (von 680 m ab)
29	680.00	grauer Sandstein	3.00 m	21	678.60—681.60	rote, sandige Tone.
30	683.00	roter und grauer, glimmeriger Schiefer mit tonigen Übergängen	6.00 m			grünlicher Sandstein und eine 0.10 m dicke Konglomeratlage.
				22	681.60—685.75	grünlicher, glimmerführender feinkörniger Sandstein mit roten Tonzwischenlagen.
		Lücke		23	685.75—688.85	desgl.
31	689.00	roter, brauner und grüner Sandstein	3.00 m	24	688.85—692.10	desgl. mit einzelnen Geröllen.
32	692.00	rötlicher Ton	6.00 m	25	692.10—693.15	grünliche, glimmerführende Sandsteine.
		Lücke		26	693.15—695.10	desgl.
		Lücke		27	695.10—696.15	} feinkörnige, glimmerige, hellgraue bis rötliche Sandsteine mit flachen Linsen von Anhydrit. Eine tonige rote Einlagerung.
33	698.00	bunter Sandstein, Schiefer, tonige Übergänge mit Gips	1.00 m	28	696.15—698.20	
34	699.00	schiefriger Sandstein und Ton	5.00 m		700.00—702.75	Lücke.
		Lücke				feinkörniger, glimmeriger, hellgrauer bis rötlicher Sandstein mit flachen Linsen von Anhydrit.
35	704.00	grauer, schiefriger Sandstein und Gipsknollen	9.00 m	34	703.80—706.65	hellgrünliche, feinkörnige Sandsteine, untergeordnet rot mit wenig Anhydrit.
		Lücke		35	706.65—706.95	desgl.
		Lücke		36	706.95—709.25	desgl.
		Lücke		37	709.25—711.00	desgl.
		Lücke		38	711.00—712.65	grünlicher, feinkörniger Sandstein.
36	713.00	grauer Sandstein	1.85 m	39	712.65—714.00	desgl.
						Voltziensandstein.
37	714.85	rotbrauner Sandstein	2.15 m	40	714.00—717.90	grünlicher und roter Sandstein und sandiger Ton mit Gips im Bindemittel.
38	717.00	sandiger, roter Ton	0.40 m			
39		rosenroter Sandstein	1.00 m			

1	2	3	4	1	2	3
40	718.40	grauer Sandstein mit Gips.....	2.60 m	41	717.90—720.80	desgl. mit einer 0.9 dicken Konglomerateinlagerung.
41	721.00	sandiger, roter Ton	0.40 m	42	720.80—722.85	roter und grüner Sandstein und sandiger Ton.
42	721.40	grauer und rosenroter Sandstein mit Gips	0.60 m			
		Lücke.		43	722.85—725.30	grünlicher Sandstein mit Gips im Bindemittel.
		Lücke		44	725.30—728.00	desgl., auch grünlicher Sandstein, gefleckt.
43	731.00	schiefriger und glimmeriger roter Ton	1.00 m	45	728.00—731.00	vorwiegend grünlicher Sandstein mit Gips im Bindemittel, untergeordnet roter, sandiger Ton. Zwischenschichten.
44	732.00	brauner und grünlicher Sandstein mit dünnen Bänken von rotem Ton	0.90 m	46	731.00—734.15	grünliche und rote Sandsteine, geröllführend, vom Aussehen der Zwischenschichten, mit Gipszement und Einlagerung von Konglomerat.
45	732.90	grauer Sandstein mit Bänken von grauem Ton und Gips	1.19 m	47	734.15—737.15	
46	734.00	grauer und rötlicher Sandstein mit Gips	1.00 m			
47	735.00	grauer Sandstein	2.00 m			
48	737.00	rosenroter und grüner Ton.....	1.00 m			
49	738.00	grauer Sandstein mit dünnen Bänken von wenig schiefrigem Ton ..	5.00 m			Lücke.
50	743.00	grünlich-grauer Sandstein mit Lagen von Quarzgeröllen	3.00 m	49	740.70—743.85	grünliche, rotgefleckte Sandsteine mit Gipszement und einzelnen Konglomeratlagen.
		Lücke		50	743.85—744.55	grünlich-grauer, grober Sandstein mit Gipszement und kleinen Geröllen.
51	746.00	ziegelroter, sandiger Ton	3.50 m	51	744.55—746.65	desgl. im oberen Teil eine 0.50 m dicke Konglomeratlage.
52	749.50	rotes Konglomerat	9.78 m	53	748.35—750.45	rotes, bis rotbraunes Konglomerat, stellenweise durch nicht gerundete Gerölle breccienartig (bei 750 m Gerölle von 0.12 m Durchmesser mit dolomitischem Bindemittel).
		Lücke			750.35—753.00	roter Ton bis roter, toniger Sandstein mit kleinen Geröllen.
53	757.28	Kohlenader	0.27 m			
54	757.55— 771.00	rotes Konglomerat	13.45 m			

BOHRPROFIL DER ADELHEIDQUELLE IN BAD-MONDORF.

Lfd. Num-mer.	Nr. der Bohr-kerne ¹⁾	Tiefe in Meter.	Gesteinsbeschaffenheit.
1	2	3	4
1		1.00—6.00	Helle bis dunkelgraue Mergel und Tone, stellenweise auch gelb infolge von Verwitterung, mit wasserklaren Gipskristallen. Bei 6.00 m treten etwas erdige Kohlenreste hinzu, wovon Spuren bis 8.60 m anhalten.
2		7.00—8.60	Mergel und Tone mit Bruchstücken von Kalkstein, ohne Gipskristalle.
3		8.60—9.00	Dunkele, tonige und sandige Kalke und dunkle Mergel.
4		10.00—21.00	Dunkele Mergel und Tone mit vereinzelt Kalkbänkchen.
5		22.00—36.00	Dunkele Tone und Mergel; z. T. stark sandig.
6		40.00—45.00	Dunkeler, fester, sehr sandiger Kalkstein.
7		45.00—49.00	Hellerer, sandiger Kalkstein mit dunkeln Tonen.
8		49.00—61.00	Hellgrauer, feinglimmeriger Sandstein mit kalkigem Bindemittel.
9		61.00—73.00	Dunkele Kalke und Mergel: Planorbiskalk.
10		74.00—78.00	Fette, rote Tone und Mergel.
11		78.00—91.00	Heller, kalkiger Sandstein, feinglimmerig.
12	1	91.00—93.60	Hell grünlichgrauer, muschelartig brechender Dolomitmergel.
13		93.60—97.00	Graugrünliche Mergel.
14		97.00—102.00	Graugrünlicher und roter Mergel gemischt.
15		102.00—107.00	Graue, dolomitische Mergel.
16		107.00—120.00	Graue, dolomitische Mergel, mit einzelnen Brocken von Fasergips.
17		120.00—139.50	Rote, stark gips- und anhydritführende Dolomitmergel mit untergeordneten grauen Mergeln und festem hellem Steinmergel. Bei 126 große Bruchstücke von Anhydrit (Nachfall) und Kochsalzausblühungen.
18	2	139.50—140.75	Roter, feinglimmeriger Dolomitmergel mit wenigen, lagenweise angeordneten Anhydritknollen und vorherrschend Schnüren von Fasergips.
19		140.75—146.00	Rote Mergel mit Lagen hellgrauer Steinmergel und mit Anhydritknötchen und Gipsschnüren. Gips tritt von 141.00—146.00 etwas mehr zurück.
20		147.00—156.00	Das Gestein bleibt sich gleich wie vorhin, nur die festeren Steinmergel treten stärker hervor.
21		156.00—165.20	Von 156 m ab tritt die rote Farbe mehr zurück und graublau, hellgrünliche Steinmergel herrschen vor. Gips tritt noch immer in Fasern und Körnern auf. Bei 164 m fast ausschließlich grauer, dolomitischer Steinmergel.
22	3	165.20—166.45	Dolomitischer Mergel von graublauer Farbe mit einigen Rutschflächen. Bei 165.25 m enthält derselbe 7 cm Anhydrit als Knollenaggregat und in Anhydritschnüren von roter und mittelgrüner Farbe.

¹⁾ Alle andern Gesteinsproben stammen aus dem Bohrschlamm oder sind Meißelproben (Gesteinsprobe, die beim Herausziehen des Bohrgestänges am Meißel klebt).

1	2	3	4
23		166.45—200.00	Vorwiegend grauer Dolomitmergel mit untergeordnet roten Dolomitmergeln, dazu Gips und Anhydrit. ¹⁾
24		200.00—224.00	Der rote Dolomitmergel herrscht mehr vor, Anhydrit und Fasergips sind noch immer vorhanden. Bei 201.00 m und 206.00 m einzelne Bruchstücke mit Bergspiegel. Auch einzelne heraufgebrachte Meißelproben zeigen das Vorherrschen des roten Dolomitmergels. Von 209.00 bis 211.00 ist der Gips etwas häufiger. NB. Weil in den sehr zum Nachfallen geneigten gipsführenden Mergeln von 90.00—218.00 m ohne Verrohrung gearbeitet wurde, können die Proben nur ein wenig zuverlässiges Bild der einzelnen Schichtlagen geben. Von 218—224 m zeigen sich nur Spuren von Gips. Bei 217 und 218 m herrscht die graue Farbe etwas vor. Von 219—224 m wieder vorherrschend rote Farbe.
25		224.00—236.70	Dolomitmergel in etwas größeren Bruchstücken als vorher, graue Farbe vorherrschend, rote untergeordnet. Gips tritt ziemlich reichlich auf.
26	4	236.70—237.20	Polyedrisch zerfallender Dolomitmergel, ebenflächig, gestreift, glimmerig; vorherrschend graugrün mit violetten Zwischenlagen; Anhydrit in Knollen und dünnen Lagen (letztere vorherrschend), unterer Teil des Kernes mit Fasergips durchsetzt.
27		237.20—271.00	Vorherrschend graue, untergeordnet rote, dolomitische Mergel mit Gips und Anhydrit.
28		271.00—281.00	Grauer und roter Dolomitmergel mit Gips und Anhydrit. Von 271 m ab ist der dolomitische Charakter des Gesteins mehr ausgesprochen. Das Gestein erweist sich von 271.00 m ab sehr zähe; der Meißel dringt nur langsam durch.
29		281.00—288.00	Grauer und roter, zäher toniger Dolomit mit Fasergips. Von 288 m ab werden die bis jetzt herrschenden bunten Farben weniger ausgesprochen, Gips und Anhydrit auch weniger häufig.
30		288.00—316.50	Dunkelgraue Dolomitmergel; dunkelrote oder hellgrüne Gesteine sind selten. Gips ist rötlich weiß, oder durchsichtig, als Fasergips oder in Körnern vorhanden, doch sind die Vorkommen selten.
31	5	316.50—317.40	Grauer, feinkörniger Dolomit mit vereinzelt Trochiten und mehreren dunkeln Tonhäuten als Zwischenlagen; mehrfach Andeutung von Styolithenbildung.
32		317.40—333.00	Grauer, harter Dolomit.
33		333.00—343.10	Grauer, toniger Dolomit mit untergeordnetem, roten dolomitischen Gestein und mit Gips.
34	6	343.10—344.10	Dunkelgrauer, stark toniger Dolomit mit einzelnen flachen Anhydritknollen, glimmerig; nach unten dunkelgrauer, schiefriger Dolomitmergel mit Zwischenlagen von glimmerigem, feinkörnigem, schwachdolomitischem Sandstein.

¹⁾ Nachdem diese Proben einige Zeit getrocknet waren, zeigten sie sich mit vielen feinen weißen Kristallnadeln bedeckt (Tiefe 171 bis 174); die chemische Untersuchung ergab in einem wässrigen Auszug Ca, Mg, Na, außerdem SO und Cl, letzteres in ziemlich bedeutender Menge (qualitative Analyse).

1	2	3	4
35		344.10—362.00	Vorherrschend grauer, sandiger Dolomit mit untergeordneten roten Dolomiten und mit Gips.
36		362.00—372.90	Hellgrauer, sandiger Dolomitmergel mit Gips.
37	7	372.90—373.90	Dolomitmergel, dunkelgrau mit dunkelvioletten Zwischenlagen, feinglimmerig, mit Anhydrit in Linsenform und feinen Knötchen. Von 373.90 m aufwärts 10 cm glimmerreicher, schwachdolomitischer, feinkörniger Sandstein und 4 cm schieferiger Dolomitmergel.
38		373.90—390.00	Bunte Dolomitmergel, etwas sandig, mit Gips; von 374 m ab nimmt die graue Farbe etwas ab; die rote wird immer mehr vorherrschend.
39		390.00—398.60	Rote, untergeordnet graue, etwas sandige Dolomitmergel mit Gips und Anhydrit.
40	8	398.60—401.00	Vorwiegend rote, untergeordnet hellgrünliche, glimmerige Dolomitmergel mit faserigem Gips; im untersten Teile einige Dolomitknollen.
41	9	401.00—401.50	Dito, mit etwas mehr Anhydritknollen.
42	10	401.50—404.50	Dito.
43	11	404.50—406.00	Vorwiegend rote, untergeordnet grünliche, schieferige Dolomitmergel, z. T. sandig; mehrere dünne Lagen von Anhydritknollen und Fasergips.
44	12	406.00—407.50	Ausschließlich rote Dolomitmergel mit wenigen Gipsadern und einem Anhydritknollen.
45	13	407.50—410.00	Rote und hellgrün gestreifte Dolomitmergel, das Rot nach unten zunehmend. Bei 409.90, dünne Anhydritknolleneinlage.
46	14	410.00—410.17	Hellgrüner, sandiger Dolomitmergel, glimmerig, mit Austrocknungsrisen.
47	15	410.17—410.50	Rot und grün gestreifter Dolomitmergel, bei 410.50 ein Anhydritknollen.
48	16	410.50—411.00	Rot und grün gestreifte Dolomitmergel mit einzelnen Anhydritknoten, von denen Adern von Fasergips ausgehen.
49	17	411.00—411.68	Rötlicher Sandstein, feinglimmerig, in mehreren bis 8 cm mächtigen Einlagerungen und einer Fasergipsader, dann 25 cm mit sandigen Streifen.
50	18	412.00—412.88	Vorwiegend roter Dolomitmergel mit sandigen Einlagerungen, feinglimmerig mit faserigen Gipsadern.
51	19	412.88—413.50	Roter und buntgefleckter Dolomitmergel, zum Teil sandig mit Gips.
52	20	413.50—415.00	Vorwiegend roter Dolomitmergel mit vielen sandigen Zwischenlagen und drei dünnen Einlagen von Anhydrit in Knoten und einzelnen Fasergipsadern.
53	21	415.00—416.50	Rote, sandige, glimmerige Dolomitmergel. Bei 415.25 m eine bis 6 cm dicke Anhydritknollenlage. Von 415.25 an vier Lagen von Anhydritknötchen.
54	22	416.50—416.60	Braunroter, sehr feinkörniger dolomitischer Sandstein mit Glimmeranhäufungen auf den Schichtflächen.
55	23	416.60—417.50	Hellrötlicher, feinkörniger dolomitischer Sandstein mit einer Fasergipsader.
56	24	417.50—418.00	Roter, glimmeriger, z. T. sandiger Dolomitmergel.
57	25	418.00—418.45	Roter, wenig hellgrauer, vorwiegend toniger Dolomitmergel mit einer Anhydritknolle, welche von Fasergips umrandet ist.
58	26	418.45—419.05	Roter, die untern 6 cm heller, sandiger fester Dolomitmergel und toniger Sandstein.
59	27	419.05—419.50	Roter, glimmeriger Ton.
60	28	419.50—419.90	Roter, glimmeriger Dolomitmergel mit 2 cm grünen Streifen und einigen Anhydritknötchen am untern Ende.

1	2	3	4
61	29	419.90—420.05	Hellgrau und rot gestreifter Sandstein.
62	30	420.05—420.55	Roter, sandiger Dolomitmergel.
63	31	420.55—421.00	Roter Ton in der Mitte mit einer 2 cm dicken Anhydritnotenlage.
64	32	421.00—422.50	Rote, zum Teil sandige Dolomitmergel, glimmerig, mit grünen Flecken, vereinzelt Anhydritknötchen und senkrecht stehenden Gipsschnüren.
65	33	422.50—422.80	Bräunlichroter, feinkörniger, glimmerreicher, dolomitischer Sandstein.
66	34	422.80—424.00	Roter Dolomitmergel mit zwei sandigen Einlagen.
67	35	424.00—425.50	Roter, etwas grüngelblicher, sandiger Dolomitmergel mit einigen Sandstein-einlagen und zerstreuten Anhydritnoten.
68	36	425.50—428.50	Roter Ton und Dolomitmergel mit mehreren bis 30 cm starken Zwischen-lagen von schwach dolomitischem Sandstein; ohne Gips und Anhydrit.
69	37	428.50—430.00	A) 60 cm hellgrünlicher Sandstein mit dunkeln Tonhäuten und zahlreichen Drusen mit Dolomitkristallen. B) Der Rest roter, schiefriger Ton.
70	38	430.00—431.50	Feinkörniger, toniger, glimmeriger, roter Sandstein; die unteren 10 cm hellgrün.
71	39	431.50—432.00	Roter, toniger Sandstein.
72	40	432.00—433.90	Hellgrünlicher, feinkörniger, glimmeriger, schwach dolomitischer, toniger Sandstein mit viel Glimmer auf den Schichtflächen.
73	41	433.90—443.50	Roter, dolomitischer Sandstein, zum Teil löcherig.
74	42	434.50—435.00	Dito.
75	43	435.00—436.20	Hellgrünlicher, feiner, glimmerreicher Sandstein mit Spuren von Zwei-schalern, löcherig mit Toneinlagen.
76	44	436.20—438.50	Roter, dolomitischer, zum Teil toniger Sandstein, löcherig.
77	45	438.50—440.30	Hellgrünlicher, feinkörniger, toniger Sandstein, bei 439 mit Tellina (?) und Myophoria.
78	46	440.30—441.00	Hellgrünlicher, dolomitischer Sandstein mit Dolomitdrusen; bei 441 mit Myophoria.
79	47	441.00—441.50	Hellgrünlicher, dann rötlicher Sandstein, glimmerig.
80	48	441.50—442.00	Dito; am Ende etwas grau.
81	49	442.00—442.40	Hellgrauer, toniger Sandstein.
82	50	442.40—445.00	Hellgrauer, toniger Sandstein.
83	51	445.00—445.70	Roter und grauer Sandstein.
84	52	445.70—448.00	Roter Sandstein, zum Teil löcherig.
85	53	448.00—451.00	Braunroter, feinkörniger, sehr glimmerreicher, ebenspaltender, toniger Sandstein.
86	54	451.00—455.00	Wie bei 448 bis 451 m; von 452 bis 453.50 m Einlagerung von hellgrauem Sandstein, darin eine Toneinlage von 5 cm.
87	55	455.00—455.80	Dito, bei 455.90 m Drusen mit Dolomitkristallen.
88	56	455.80—456.10	Roter, toniger, feinglimmeriger Dolomitmergel.
89	57	456.10—456.20	Hellgrünlicher, sandiger Dolomit mit Drusen von Dolomitkristallen.
90	58	456.20—457.00	Feinkörniger, schwach dolomitischer, roter Sandstein mit großen Glimmer-blättchen und Flecken von hellem Sandstein.
91	59	457.00—458.50	Rote, feinglimmerige, sandige Dolomitmergel mit zahlreichen hellgrünen Flecken und vereinzelt tonigen Zwischenlagen.

1	2	3	4
92	60	458.50—459.00	Roter, feinkörniger, feinglimmeriger, schwachdolomitischer Sandstein mit schmalen Toneinlagen.
93	61	459.00—459.90	Desgleichen.
94	62	459.90—460.25	Roter, mittelkörniger, großglimmeriger Sandstein, mit vielen kleinen Tonknollen. Der Sandstein besteht aus mittelkörnigen Quarzkörnern mit dolomitischem Bindemittel.
95	63	460.25—461.20	Roter, feinglimmeriger, sandiger Ton.
96	64	461.20—461.50	Graugrüner, toniger Sandstein mit Glimmer, mittelkörnig. In der Mitte eine 7 cm mächtige hellgrüne Tonlage.
97	65	461.50—462.40	Roter feinglimmeriger, etwas sandiger Ton ; bei 462.30 m eine 10 cm mächtige Lage hellgrünen Tones.
98	66	462.40—463.40	Hellgrauer, mittelkörniger wenig verkitteter, großglimmeriger, poröser Sandstein ; leicht bröckelnd.
99	67	463.40—464.90	Roter, feinkörniger, glimmerreicher Sandstein.
100	68	464.90—465.00	Hellgrüne, zum Teile schieferige, sandige Tone mit reichem Glimmerbelag auf den Schichtflächen.
101	69	465.00—465.50	Dunkelroter, feinglimmeriger Ton.
102	70	465.50—467.00	Dunkelroter, stark eisenschüssiger, feinkörniger, zum Teil großglimmeriger, schwachdolomitischer Sandstein mit einzelnen hellgrünen Flecken.
103	71	467.00—467.30	Dunkelvioletter bis roter mittelkörniger, großglimmeriger, eisenschüssiger Sandstein mit unregelmäßigen Dolomitknöllchen. Das Ganze macht den Eindruck von Dolomitknuern.
104	72	467.30—469.20	Braunroter, großglimmeriger, mittelkörniger Sandstein mit vereinzelt hellen Flecken, z. T. schiefrigen und leicht zerreiblich.
105	73	469.20—471.75	Zu oberst etwas heller, dann von 471.00 m an hellgrauer, mittel- bis grobkörniger Sandstein, leicht zerreiblich und großglimmerig.
106	74	471.85—473.95	Viel Kernverlust ; es liegen nur etwa 30 cm Proben vor. A) 20 cm Konglomerat, bestehend aus eckigen Kalkbrocken und einem hellgrünen, mittelkörnigen, großglimmerigen dolomitischen Sandstein mit rötlichen Flecken als Bindemittel. B) 10 cm hellgrauer, feinglimmeriger Dolomitmergel mit festem Dolomit als knolligen Einlagen und vielen Drusen mit Dolomitkristallen.
107	75	473.95—474.10	Hellgrüner Sandstein mit eckigen Einlagen von Dolomit.
108	76	474.10—477.00	Dunkelroter, glimmerreicher, mittelkörniger, ziemlich leicht zerreiblicher Sandstein mit 2—10 cm großen linsenförmigen Dolomiteinlagen bei 475 m und kleineren Dolomitknoten bis 475.50 m.
109	77	477.00—478.30	Hellbrauner, großglimmeriger, mittel- bis grobkörniger, ziemlich leicht zerreiblicher Sandstein.
110	78	478.30—479.00	Hellgrüner und hellbrauner gestreifter, grobkörniger, großglimmeriger Sandstein, mit wenigen erbsengroßen, weißen Quarzgeröllen und kleinen Tonlinsen.
111	79	479.00—479.50	Hellgrüner, großglimmeriger, grobkörniger, loser Sandstein mit Einlagen von hellgrünen Tonlinsen. Bei 479.50 m eine 20 cm mächtige, hellgrüne Toneinlage.
112	80	479.50—479.80	Hellgrüner, mittelkörniger, großglimmeriger, ziemlich loser Sandstein.

1	2	3	4
113	81	479.80—482.00	Hellgrüner, feinkörniger, feinglimmeriger, fester Sandstein mit kleinen bis 1½ cm tiefen Höhlungen; bei 480 m großer Glimmer auf den Schichtflächen.
114	82	482.00—483.00	Hellgrauer, sandiger Dolomit mit einzelnen kleinen Quarzgeröllen und einzelnen Höhlungen mit Dolomitkristallen. Bei 481 m viele große Glimmerblättchen; bei 483 m eine 10 cm mächtige tonige Einlage mit dünnem köhligem Belag und Pyrit im Gestein und auf der Kohle.
115	83	483.00—484.80	Grauer Sandstein mit dolomitischen Einlagen und einzelnen großen Quarzgeröllen.
116	84	484.80—485.10	Heller, sandiger Dolomit.
117	85	485.10—485.40	Sandiger Dolomit, geht in einen dunkelroten wenig glimmerigen, feinkörnigen Sandstein über.
118	86	485.40—485.90	Heller Dolomit mit sandigen Zwischenlagen; bei 485.90 m eine Drüse von 3 cm Durchmesser mit Dolomitkristallen.
119	87	485.90—486.80	Dunkelroter, feinkörniger, feinglimmeriger Sandstein.
120	88	486.80—487.30	Heller sandiger Dolomit mit kleinen, dunkelroten linsenförmigen Sandeinlagen; diese Sandsteineinlagen sind brecciös, wie ebenfalls der Dolomit, wo er als Bruchstücke im Sandstein liegt. Darin mehrere größere Drusen mit Dolomitkristallen.
121	89	487.30—487.60	Sandiger, roter, feinglimmeriger Ton.
122	90	487.60—488.00	Dunkelroter, feinglimmeriger, feinkörniger Sandstein mit helleren Streifen; bei 422 m eine 3 cm mächtige Dolomiteinlagerung.
123	91	488.00—491.00	Roter, feinglimmeriger Ton, zu oberst etwas sandig.
124	92	491.00—492.90	Großer Kernverlust; es liegen nur ca. 1.10 m Kern vor. — Heller, grobkörniger, leicht zerreiblicher Sandstein, mit weißen Rollquarzen, oben bis Erbsengröße, nach unten bis Haselnußgröße. In den untern 40 cm sind Dolomitbrocken eingelagert und dazwischen größere weiße Quarzgerölle. Einlagen von kleinen Linsen eines dunkelroten feinen Tones.
125	93	492.90—493.60	A) 10 cm dunkelroter, grobkörniger Sandstein mit erbsengroßen Quarzgeröllen. B) 40 cm dunkelroter, grobkörniger, glimmerführender Sandstein mit einer 1—2 cm breiten sandigen Dolomitschicht. Ca. 20 cm Kernverlust.
126	94	493.60—495.20	Dunkelrotes Gestein, bestehend aus drusigem, hellem Dolomit und mittelkörnigem, dunkelrotem glimmerreichen Sande zwischen den dünnen unregelmäßigen Dolomitlagen, stellenweise geht der zwischengelagerte Sand in einzelne Sandsteineinlagen über. Das Ganze hat stellenweise den Charakter einer Dolomitreccie.
127	95	495.20—502.65	Dunkelroter, mittelkörniger, großglimmeriger Sandstein, leicht zerreiblich mit vereinzelt Quarzgeröllen.
128	96	502.65—503.00	Helles Gestein; zuerst sandiger Dolomit, allmählich in Konglomerat von weißen und dunkeln Quarzgeröllen bis Erbsengröße übergehend mit dolomitischem Cement; dazwischen auch Linsen sandigen Dolomites. Der Dolomit ist porös, größere Höhlungen sind oben mit einem grünen, unten mit dunkelrotem feinem Ton ausgefüllt.

1	2	3	4
129	97	503.00—503.30	Kernverlust circa $\frac{2}{3}$. — Konglomerat aus weißen und hellen Geröllen, erbsen- bis nußgroß, mit dolomitischem, sandigem Bindemittel. In dem teilweise ausgelaugten Dolomitcement liegt grober Sand mit Glimmerschüppchen; einzelne Drusen mit Dolomitkristallen.
130	98	503.30—504.20	Hellgrüner, feinkörniger, glimmeriger Sandstein zuerst etwas dolomitisch.
131	99	504.80—505.00	Dunkelroter, mittelkörniger Sandstein mit Glimmer.
132	100	505.00—505.35	Kernverlust $\frac{1}{2}$. — Konglomerat wie bei 503—503.30.
133	101	505.35—505.80	Hellgrüner, fein- bis mittelkörniger Sandstein mit einer Dolomitlage. Der Sandstein ist stellenweise schieferig mit reichem Glimmerbelag auf den Schichtflächen; hier Kreuzschichtung.
134	102	505.80—506.75	Hellgrauer, mittelkörniger, feinglimmeriger Sandstein mit vereinzelt Geröllen. — 20 cm Kernverlust.
135	103	506.75—507.00	Hellgrüner, feinkörniger, feinglimmeriger Sandstein.
136	104	507.00—507.20	Hellgraus, feines Konglomerat mit dolomitischem Bindemittel und sandigen oder tonigen Ausfüllungen in den Drusenräumen.
137	105	507.20—507.70	— 50 cm Kernverlust. 10 cm hellgrüner, feinglimmeriger Ton.
138	106	507.70—508.00	Hellgrauer, feinkörniger, feinglimmeriger Sandstein.
139	107	508.00—508.65	Sandstein wie bei 507.70, doch mittelkörnig und mit einzelnen, mit grünem Ton ausgefüllten Höhlungen.
140	108	508.65—509.00	Hellgrauer, schwachglimmeriger, fein- bis mittelkörniger, wenig fester Sandstein; bei 500 m mit dolomitischem Bindemittel und etwas Dolomitknöllchen.
141	109	509.00—509.40	Hellgrauer, sandiger, drusiger Dolomit, einzelne größere Hohlräume mit hellgrünem Ton ausgefüllt; einzelne schwarze Tonhäute.
142	110	509.40—510.10	Hellgrüner, feinglimmeriger, feinkörniger Sandstein; bei 509.90 m ein 5 cm breites Band von sandigem Dolomit.
143	111	510.10—510.50	Sandiger Dolomit wie bei 509—509.40 m, doch einige größere Drusenräume.
144	112	510.50—510.90	Feinkörniger hellgrüner, glimmeriger Sandstein mit Dolomit in Bändern und in unregelmäßigen Einlagerungen und einigen gröberen Quarzgeröllen.
145	113	510.90—512.00	Mittelkörniger, hellgrauer, schwachglimmeriger, dolomitischer Sandstein mit bis 10 cm breiten Bändern von sandigem Dolomit und einzelnen gröberen Geröllen.
146	114	512.00—513.00	Desgleichen.
147		513.00—516.00	Von 510.50—512.40 m kamen 1.40 m Kern zu Tage; Kernverlust 40 cm. Dunkelroter, großglimmeriger, dolomitischer Sandstein mit seltenen grünen Tonteilchen (Tonlinsen) und helleren Quarzsplintern.
148		516.00—517.00	Die grünen Tonteile werden etwas häufiger.
149		517.00—519.00	Mehr dolomitisch; es fällt weniger Ton aus.
150		519.00—522.00	Desgleichen.
151		522.00—524.00	Der Bohrschmant ist dunkelrot, fühlt sich sehr sandig an, zeigt viel Glimmerschüppchen, zeigt Spuren von grünem Ton; braust wenig auf bei Behandlung mit kalter H Cl. doch nur kurze Zeit und es bleibt viel entfärbter Quarzsand zurück. Nach Behandlung mit N H ₃ ergibt sich ein starker, roter, toniger Niederschlag; dolomitischer Sandstein mit Ton.

1	2	3	4
152		524.00—525.00	Bohrschmant fühlt sich weniger sandig an und braust bei Behandlung mit kochender H Cl anhaltend auf. Der tonige Niederschlag bei Behandlung mit N H ₃ ist stärker als bei 523 m und dunkelgrün gefärbt; toniger und sandiger Dolomit und dolomitischer Sandstein.
153		525.00—528.50	Braust ziemlich lebhaft bei Behandlung mit kalter H Cl, stark mit kochender H Cl, bei Behandlung mit M C O ₃ fällt viel Kalk aus; mit Natriumphosphat ergibt sich schwacher Magnesianiederschlag; roter, sandiger Mergel mit wenig Dolomit.
154	115	528.50—529.10	Roter, toniger Sandstein mit grünen Flecken.
155	116	529.10—529.20	Heller, sandiger Dolomit.
156	117	529.20—529.40	Dunkelroter, etwas glimmeriger Sandstein.
157	118	529.50—530.55	Konglomerat mit dolomitischem Bindemittel und weißen und dunkeln Geröllen bis Nußgröße.
158	119	530.55—531.00	Braunroter bis violetter Sandstein mit Toneinschlüssen in Dolomitcement. Toneinlagen und Dolomit vorherrschend.
159		531.00—535.00	Rote, tonige Sande, stark dolomitisch.
160		535.00—537.00	Wie vorhin, doch etwas toniger.
161		537.00—542.00	Wie vorhin, es mischen sich hellere, gröbere Sandsteine darunter. N.B. Wie der Fortgang der Bohrarbeiten zeigt, ist der Wechsel in den Schichten ein rascher, da der Meißel in kurzen Zeitabständen rasch oder langsam sinkt; man darf also auf Wechsel von tonigem und festerem, dolomitischem Sandstein und Dolomit schließen; gegen 537 stellen sich gröbere hellere Sandsteine ein.
162		542.00—550.00	Hellroter, mittelkörniger Sandstein.
163		550.00—552.00	Hellroter und heller Sandstein gemischt.
164		552.00—557.00	Heller, mittelkörniger Sandstein.
165		557.00—561.00	Hellroter und heller mittelkörniger Sandstein.
166		561.00—564.00	Hellroter, mittelkörniger Sandstein mit Glimmer und wenigen grünen Körnern.
167		564.00—566.00	Mittelkörniger, heller Sandstein.
168		566.00—568.00	Hellroter, mittelkörniger Sandstein mit Glimmer und wenigen grünen Teilchen.
169		568.00—572.00	Hellroter, mittelkörniger Sandstein.
170		572.00—576.00	Dunkelroter, mittelkörniger Sandstein.
171	120	576.00—582.00	Es sind im ganzen nur 20 cm Kern heraufgekommen, der Rest ist Kernverlust. Ziegelroter, feinkörniger Sandstein mit zerstreuten feinen Glimmerschüppchen und mit zwei tonigen Einlagen mit angereicherten Glimmerblättchen. N.B. Beim Heraufziehen der Krone lag auf dem Sandfänger eine Anzahl größerer Gesteinstücke, bestehend aus: 2 Stück Dolomitknollen wie solche im tiefsten der Zwischenschichten vorkommen. 3—4 Stück kantengerundete Quarzgerölle. Sandsteinbrocken mit verwittertem Stück Feldspat. Bruchstücke von Quarziten. Die genaue Tiefe der Stücke läßt sich nicht angeben.
172	121	582.00—589.35	Es kommt gar nichts vom Kern zu Tage.

Lfd. Nummer.	Tiefe in Meter	Gesteinsbeschaffenheit.
1	2	3
1	Von 0.00—11.13	Liasschiefer und Gryphitenkalk.
2	» 11.13—16.88	fester Kalkstein mit Schwefelkies.
3	» 16.88—33.35	blauer, sehr kalkhaltiger Sandstein.
4	» 33.35—34.02	blauer, sehr kalkhaltiger Sandstein, schiefrig.
5	» 34.02—41.50	sehr fester kalkiger Sandstein.
6	» 41.50—54.11	Sandstein mit Kieselkonglomeraten (Oberer Keupersandstein).
7	» 54.11—128.99	blaue und rote Mergel mit Bänken von festem, weißlichem Mergelstein.
8	» 128.99—146.00	dieselben Mergel mit Spuren von Steinsalz und Gyps.
9	» 146.00—149.40	ganz fester Dolomit.
10	» 149.40—156.17	rote und blaue Mergel und weisser Gyps und Anhydrit.
11	» 156.17—158.85	roter, mergelicher Sandstein mit Quarzconglomeraten.
12	» 158.85—172.67	fester Anhydrit und Schieferletten, dann blauer Mergel mit Gips.
13	» 172.67—178.12	dunkler Salztou, dann Mergel und wieder dunkler Salztou mit Gips und Anhydrit.
14	» 178.12—247.23	zuerst quarziges Gestein, dann abwechselnd blaue und rote Mergel mit Gips und Anhydrit in Bänken.
15	» 247.23—255.80	fester Gips und Anhydrit mit wenig Mergel.
16	» 255.80—260.13	blaue und rote Mergel, mit Anhydrit und Gips wechsellagernd.
17	» 260.13—275.21	fester Dolomit und mergeliger Kalkstein.
18	» 275.21—276.00	grauer Sandstein.
19	» 276.00—305.61	fester Kalkstein und Dolomit mit blauen Tonlagen.
20	» 305.61—340.04	grauer und blauer Kalkstein mit Mergel.
21	» 340.04—343.60	blauer Ton und Gyps, dann Kalkstein mit Quarzkörnern.
22	» 343.60—347.34	Stinkkalk.
23	» 347.34—363.57	grauer Gips mit grauem und blauem Mergel.
24	» 363.57—373.16	fester Anhydrit mit wenig Mergel.
25	» 373.16—384.34	graue Mergel und fester Gips.
26	» 384.34—388.00	dunkler, bituminöser Kalkstein mit kleinen Lagen Anhydrit und Gips mit wenig Quarz.
27	» 388.00—394.53	rote und blaue Mergel mit dichtem und Fasergips.
28	» 394.53—397.42	bituminöser Mergel mit Kalkstein und rotem Ton.
29	» 397.42—402.30	sandiger Quarz mit Mergel und Gips.
30	» 402.30—411.63	blauer und roter Mergel mit Sandsteinstückchen.
31	» 411.63—413.23	fester quarziger Sandstein.
32	» 413.13—416.27	blauer und roter Mergel mit Gips und Quarz.
33	» 416.27—418.84	roter Sandstein.
34	» 418.84—449.48	blauer und roter Mergel mit Gips und Zwischenlagen von Sandstein.
35	» 449.48—518.41	roter Sandstein mit einzelnen Zwischenlagen von Sand.
36	» 518.41—596.00	roter und weißer Sandstein, bisweilen tonig.

1	2	3
37	Von 596.00—598.50	grober Sand.
38	» 598.50—617.50	weißer grobkörniger Sandstein mit Zwischenlagen von Sand.
39	» 617.50—708.85	weißer und roter Sandstein hie und da conglomeratartig.
40	» 708.85—709.15	roter toniger Mergel mit Bleiglanz.
41	» 709.15—711.00	brauner toniger Sandstein.
42	» 711.00—713.76	Kies und Conglomerate.
43	» 713.76—730.00	Grauwackengebirge.

TABELLE Nr. IV.

DAS BOHRLOCH VON CESSINGEN.

(7. Februar 1837 bis 28. März 1839.)

Von 0 bis 62 m Tiefe. Zuerst Schieferletten, nachher Liaskalkstein.

- » 11.40 bis 14.16 m, Kalksteinlagen mit Gryphiten, Schwefelkies führend.
- » 24.75 bis 29.49 m, Kalksteinlagen mit Schwefelkies.
- » 34.55 bis 36.14 m, fester weißer Schieferletten.
- » 37.50 bis 39.80 m, Kalksteinlagen mit viel Schwefelkies.
- » 52.23 bis 57.00 m, Kalksteinlagen.
- » 59.70 bis 62.00 m, Kalksteinlagen, hellgrau, mit Gryphiten.

Zwischen den aufgeführten Kalksteinlagen kommen dunkle Ton- und Schieferletten vor.

Von 62.00 bis 145.57 m, Luxemburger Sandstein.

- » 145.57 bis 171.00 m Tiefe, blaugraue, sandige Mergel, häufig mit Schwefelkies.
- » 171.00 bis 266.15 m, bunte Mergel mit einer Gipseinlagerung.

Bei 173.00 m. Erste Spuren von Gips; der Gips liegt in rotem Mergel und ist rot und glasig.

Von 193.92 m. Eine schwache Lage von festem Kalkmergel.

- » 206.62 m an, wird der Gips in bunten Mergeln deutlicher.
- » 213.81 m an, wird der Gips in bunten Mergeln herrschend.
- » 219.47 m, fester Gips in bunten Mergeln.

Bei 220.17 m, blauer Anhydrit.

Nun folgt eine Gipsformation mit ihren Wechsellagen und Eigentümlichkeiten.

Von 240.00 m ab sind merkliche Solspuren.

Bei 250.00 m. $1\frac{1}{2}\%$ Sole.

- » 260.00 m. 2% Sole.

Fortdauernd die Gipsformation.

Von 265.15 bis 345.09 m, Sandsteinschichten, Kalksteinschichten, quarzführende Gipse u.s.w.

Bei 265.15 m, mergeliger, rötlicher Sandstein.

- » 269.58 bis 274.66 m, sandiger Mergel mit Gips.
- » 270 m. 3% Sole.
- » 280.07 bis 282.92 m, fester Kalkmergel mit roten Mergeln und etwas Gips enthaltend.

Von 287.98 bis 288.61 m, graue Sandsteinschicht. Nachher wieder Mergel, Ton und Gips.

- » 292.00 m 2% Sole; und sofort Mergel, Ton und Gips.
- » 300.00 m Tiefe war die Sole ganz verschwunden.
- » 305.00 m. $2\frac{1}{2}\%$ Sole.
- » 310.00 m. 3% Sole.

Von 337.00 bis 345.09 m Tiefe, fester Sandstein von bunter Farbe mit einzelnen größern Körnern von Quarz, wechselnd mit schwachen Tonlagen und durchdrungen von Gips. — Sehr festes Gebirge.

» 345.09 bis 379.00 m. Bunte Mergel mit Gips. In diesem Gebirge kommen noch einmal Körner von Quarz vor.

» 379.00 bis 408.57 m. Massives, geschlossenes Gipsgebirge, in sechs mächtige Lager abgeteilt.

Bei 387.00 m. Gips mit vielen, höchst feinen, schwarz-grünen Pünktchen durchsprengt, mehrere Meter anhaltend.

Von 408.57 bis 460.74 m. Gips und Ton wechselnd. Die Tone sind von roter, grüner und blauer Farbe.

» 402.94 bis 403.60 m, blätteriger Gips.

» 436.01 bis 454.91 m ist die rote Farbe so zurückgedrängt, daß gewiß nicht $\frac{1}{2}\%$ der Tone rot ist. Rote Bänke sind gar nicht auf dieser Stelle.

» 460.74 m an kommt wieder Anhydrit vor, von der dichtesten Art; und hier beginnt auch der Glanzgips, d. i. ein dichter Gips mit Fettglanz oder mit Seidenglanz auf den Ablösungsflächen als Charakteristik.

» 460.74 bis 507.44 m Tiefe. Rote, grüne und blaue Tone und Gips, bald der eine, bald der andere vorherrschend. Die Gipse haben immer die angegebene Charakteristik.

Bei 504.00 m und nachher, einzelne Streifen von granatrotem Gips.

Von 520.00 bis 530.00 m werden die Gipse sehr fest und zum Teil rotbunt.

» 530.00 bis 534.00 m Tiefe. Tone, Gipse mit starkem Kalkgehalt, zum Teil sandig, zum Teil wirkliche Kalksteine.

Die Tiefe dieses Bohrloches beträgt 534.85 m. (Bis hierhin nach dem Bohrregister.)

Stratigraphische Zugehörigkeit der durchteuften Schichten:

Das Bohrloch setzt in den Margaritatusschichten an, die bis zur Tiefe von 11.40 m, von der Bodenoberfläche an gerechnet, anhalten.

Von 11.40 m bis 14.16 m: Davoeikalk in einer Mächtigkeit von 2.76 m.

» 14.16 bis 52.23 m: Fossilarme Tone. Mächtigkeit: 37.63 m.

» 52.23 bis 62.00 m: Arietenkalk. Mächtigkeit: 9.77 m.

» 62.00 bis 145.57 m: Luxemburger Sandstein. Mächtigkeit: 83.57 m.

» 145.57 bis 171.00 m: Pilonotenschichten und Rhät. Mächtigkeit: 25.43 m.

» 171.00 bis 265.15 m: Steinmergelkeuper. Mächtigkeit: 94.15 m.

» 265.15 bis 345.00 m: Schilfsandstein. Mächtigkeit: 79.94 m.

» 345.00 bis 530.00 m: Pseudomorphosenkeuper. Mächtigkeit: 185.00 m.

Bei 530.00 m beginnt der Grenzdolomit.

BOHRREGISTER

TABELLE Nr. V.

über das in Echternach a/S im Großherzogtum Luxemburg mit hölzernen Stangen betriebene Bohrloch.

Lfd. Num-mer.	Mächtigkeit in Meter.	Endtiefe in Meter.	Gebirgsart.
1	2	3	4
1	17.80	17.80	Anfangs Tuffstein, dann Gerölle von Luxemburger Sandstein.
2	2.80	20.64	Blauer und gelber Ton mit Kies vermischt.
3	2.40	23.05	(Keine Angaben).
4	11.08	34.13	Roter Sandstein.

1	2	3	4
5	15.05	49.18	Roter Mergel mit Gips.
6	2.92	52.10	Fester Gips und Anhydrit mit blauen Schieferletten.
7	2.08	54.18	Sehr fester Anhydrit und Gips.
8	1.56	55.76	Blaue Schieferletten mit Gips.
9	0.55	56.29	Fester Gips.
10	12.71	69.00	Gips mit roten und blauen Schieferletten, stark gesalzen.
11	0.60	69.60	Sehr fester Kalkstein.
12	1.43	71.03	Kalkstein und blaue Schieferletten.
13	2.65	73.68	Blaue Schieferletten.
14	9.47	83.15	Gips und Anhydrit mit dunkelblauen Schieferletten.
15	3.65	86.80	Muschelkalk.
16	0.60	87.40	Kalkstein mit blauen Schieferletten.
17	10.60	98.20	Blaue Schieferletten mit Kalksteinen abwechselnd.
18	1.36	99.56	Fester Kalkstein.
19	0.90	100.40	Fester Kalkstein mit blauen Mergeln abwechselnd.
20	10.44	110.90	Sehr fester Kalkstein.
21	14.92	125.52	Kalk mit etwas blauen Kalkmergeln.
22	1.46	127.28	Fester und grauer Kalkstein.
23	3.64	130.92	Mehr blauer Mergel mit Kalkstein. ¹⁾
24	3.12	134.04	Kein Gebirge wird zu Tage gefördert.
25	9.55	143.59	Fester, blauer Kalkstein mit blauen Mergeln.
26	0.41	144.00	Kalkstein.
27	5.01	149.01	Blauer Kalkstein mit ganz weißem Gips.
28	7.69	156.70	Blaue Schieferletten mit einer Lage Kalkstein.
29	11.82	168.52	Gips und blaue Schieferletten.
30	1.91	170.43	Gips in festen Bänken.
31	3.80	174.31	Gips in festen Bänken mit Zwischenlagen von blauen Schieferletten.
32	3.00	178.11	Desgleichen; ziemlich gesalzen.
33	1.15	179.20	Sehr fester Anhydrit.
34	3.46	182.72	Roter und blauer Mergel mit Gips.
35	6.06	188.78	Gips mit Anhydrit und dunkelblauen Schieferletten.
36	2.65	191.43	Dunkelgrauer, kalkiger Mergel.
37	1.00	192.43	Grauer Gips und Mergel.
38	2.12	194.55	Dunkelblauer Schieferletten, stark gesalzen.
39	6.95	201.50	Dunkelblauer Schieferletten mit Gips.
40	3.30	204.80	Roter Mergel und roter Gips.
41	7.27	212.07	Sandiger, roter Mergel mit viel Glimmer.
42	1.76	213.83	Desgleichen mit etwas rotem Gips.
43	3.06	216.89	Blauer Schieferletten mit Gips.
44	18.11	235.00	Roter Sandstein ohne Gips.

¹⁾ Es wurde eine Kluft erbohrt; der Wasserstand im Bohrloch fiel auf einmal 14 m.

Die Arbeit wurde bei 235 m eingestellt, weil es klar war, daß unter den vorliegenden Umständen an Auffinden von Steinsalz nicht mehr zu denken war.

ANALYSE VON MINERALWÄSSERN AUS DEM BUNTSANDSTEIN.

	Mondorf (1) g	Ralingen (2) g	Nd. Kontz (3) g	Rettel (3) g	Born (3) g
Chlornatrium	9.415,00	83,20	7.594,00	2.145,00	6.606,00
Chlorkalium.....	202,50	97,40	443,00	—	23,20
Chlorcalcium	3.426,00	—	2.786,00	—	1.832,00
Chlormagnesium	—	—	269,00	110,00	479,00
Chlorlithium	8,46	—	—	—	—
Bromnatrium	167,30	—	—	traces	—
Jodnatrium.....	0,71	—	—	—	—
Schwefelsaures Natron	—	—	—	480,00	—
Schwefelsauerer Kalk	1.501,50	51,19	736,00	120,00	1.795,80
Schwefelsauerer Magnesia	134,50	422,10	—	—	—
Kohlensaures Natron	—	—	—	—	836,30
Kohlensaurer Kalk	0,82	1.090,33	526,00	453,50	219,60
Kohlensaures Strontian	90,45	—	—	—	—
Kohlensaures Magnesia	454,92	87,30	220,00	70,00	—
Kohlensaures Eisenoxydul	33,37	80,42	—	38,00	246,00
Kohlensaures Manganoxydul.....	0,008	—	—	—	—
Phosphorsaures Eisenoxydul	0,02	1,41	18,00	—	—
Arsensaurer Kalk	0,42	traces	traces	—	—
Metakieselsäure	15,24	21,16	21,00	—	58,30
Quarz	0,022	24,10	—	—	—
Aluminium.....	—	—	—	—	9,60
	15.451,240	1.958,61	12.613,00	3.416,00	12.105,80

(1) Nach d'HUART EM., Die chemisch-physikalische Beschaffenheit der Heilquelle Mondorf. 1908.

(2) Analyse von C. ASCHMANN jun. et FÉLIX JUNGBLUT.

(3) Nach VAN WERVEKE L., Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg. 1887. p. 88.

BENUTZTE LITERATUR.

- BAECKEROOT, G. — 1932 : Contribution à l'étude de la dépression périphérique de l'Oesling. — Bull. soc. belg. d'Etudes géogr. Décembre 1932. — Louvain 1932.
- 1933 : La bordure méridionale de l'Ardenne luxembourgeoise entre la Sûre et l'Our. — Bull. soc. belge d'Etudes géogr. t. 3, n° 2. — Louvain 1933.
- 1939 : Le remblaiement de la dépression périphérique de l'Oesling par le cail-loutis de la Wark. — Bull. Assoc. géographes franç. n° 121, avril 1939.
- BENECKE, E. W. — 1877 : Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. — Abh. zur geol. Spezialkarte v. Els. Lothr. Bd. 1, Heft 4, p. 491—829. — Straßburg 1877.
- 1898 : Beitrag zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen. — Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. N.F. Heft I. — Straßburg 1898.
- 1901 : Überblicke über die paläontologische Gliederung der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg. — Mitt. d. geol. L. A. in Els.-Lothr. Bd. 5, H. 3. — Straßburg 1901.
- 1905 : Die Versteinerungen der Eisenerzformation in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. — Abh. z. geol. Spezialkarte von Els.-Lothr. N.F. Heft 6 mit Atlas. — Straßburg 1905.
- BENNIGSEN-FOERDER, VON — 1843 : Geognostische Beobachtungen im Luxemburgischen. — Karsten und von Dechen, Arch. für Mineral., Geogn., Bergbau u. Hüttenkunde, Bd. 17, p. 3—51. Berlin 1843.
- BICHELONNE J. et ANGOT P. 1939 : Le bassin ferrifère de Lorraine. Mit Atlas. — Nancy-Straßburg 1939.
- BLANKENHORN, M. — 1885 : Die Trias am Nordrande der Eifel. — Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen Bd. VI, Heft 2. — Berlin 1885.
- BRANCO, W. — 1879 : Der untere Dogger Deutsch-Lothringens — Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els. — Lothr. Bd. II, Heft 1, mit Atlas. — Straßburg 1879.
- BUBNOFF, S. VON — 1935 : Geologie von Europa, Bd. II, 2. u. 3. Teil. — Berlin 1935.
- CAYEUX, L. — 1922 : Les minerais de fer oolithiques de France. — Fasc. II : Minerais de fer secondaire. — Paris 1922.
- CHAPUIS ET DEWALQUE, G. — 1854 : Description des fossiles des terrains secondaires de la prov. de Luxembourg. 1851. — Publiée dans Mém. couronnés par l'Acad. roy. de Belg. t. 25. — Bruxelles 1854.
- CHAPUIS, F. — 1858 : Nouvelles recherches sur les fossiles du terrain secondaire de la province de Luxembourg. — Mém. Acad. roy. de Belg. t. 3. — Bruxelles 1858.
- DEWALQUE, G. — 1854a : Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxembourg et les contrées voisines. — Bull. soc. géol. de France 2^e sér. t. 11, p. 234. — Bull. Acad. Belg. annexe, t. 1, p. 143. — 1853 — 1854.
- 1854b : Note sur les divers étages qui constituent le Lias moyen et le Lias supérieur dans le Luxembourg et les contrées voisines. — Bull. soc. géol. de France, 2^e sér. t. p. 546. — Bull. Acad. Belg. t. 21, p. 210—228. 1854. — L'Institut. 1855, t. 23, p. 58.

- DUMONT, A.-H. — 1842 : Mémoire sur les terrains triasiques et jurassiques de la province de Luxembourg. — Nouv. mém. de l'Acad. roy. des sciences et belles lettres de Bruxelles, t. 15, p. 42. — Bruxelles 1842.
- ENGEL, TH. — 1908 : Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. — Stuttgart 1908.
- FABER, G. — 1930 : Fressende Wunden am Luxemburger Sandstein. — Ges. Lux. Naturf. N.F., 24. Jahrg. Luxembourg 1930.
- FLOHN, H. — 1937 : Zur Paläomorphologie und Paläoklimatologie des Buntsandsteines in Luxemburg. — Publ. Inst. G.-D. de Luxembourg, sec. sc. nat. et math., nouv. sér., t. 15. — Luxembourg 1937.
- GOETZ, C. — 1914 : Über die Veränderung des Muschelkalkes und Keupers in Trier — Luxemburger Becken nach Westen am Südrande der Ardennen. — Jahrb. der Kgl. preuß. geol. L. A. 1914. Bd. 35, Teil 1, H. 2, p. 335—427. — Berlin 1914.
- GREBE, H. — 1882 : Über das Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trier'schen Gegend. Jahrb. preuß. geol. L. A. für 1881. — Berlin 1882.
- HEURITZ, F. — 1925a : Genèse des concrétions du grès hettangien ou du grès de Luxembourg. — Inst. Gr.-D. de Luxbg. Sect. Sc. Nat. et Math., N.S., t. 9. — Luxembourg 1925.
- 1925b : Genèse des alvéoles du grès de Luxembourg. — Inst. G.-D. de Luxbg. Sec. Sc. Nat. et Math., N. S., t. 9. — Luxembourg 1925.
- JOLY, H. — 1908 : Le jurassique inférieur et moyen de la bordure nord-est du bassin de Paris. — Nancy 1908.
- KLÜPFEL, W. — 1918 : Über den Lothringer Jura — Jahrb. d. preuß. geol. L. — A. Bd. 38, Teil 1, Heft 2, p. 252—346. — Berlin 1918.
- KRAUS, E. — 1925 : Lothringen. — Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geol. dargestellt. — Heft 2. — Berlin 1925.
- LAUX, N. — 1921 : Le Toarcien et l'Aalenien dans le bassin d'Esch. L'Aalenien inférieur. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 15, Jahrg., p. 8—29. — Luxembourg 1921.
- 1922a : Le Toarcien et l'Aalenien dans le bassin d'Esch. L'Aalenien supérieur. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., Jahr. p. 45—58. — Luxembourg 1922.
- LEVALLOIS, J. — 1839 : Note sur un sondage exécuté à Cessingen dans le Grand-Duché de Luxembourg. — Ann. des Mines. 3^e sér., t. 16, p. 295. — Paris 1839.
- LIMPACH, K. — 1901a : Hydrologisch-geologische Notizen über das Juragebirge. — Z. des Ver. lux. Naturfr. Bd. 11, p. 224, 278, 314. — Luxembourg 1901.
- 1901b : Hydrologisch-geologischer Beitrag zum Minettevorkommen in Süd-Luxemburg und den Nachbargebieten. — Stahl und Eisen, 1901. — Düsseldorf 1901.
- LUCIUS, M. — 1923 : La genèse des eaux thermo-minérales de Mondorf-les-Bains. — Ges. Lux. Naturfr., N. F., Jahrg., 1923. — Luxembourg 1923.
- 1937a : Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten. — Veröffentl. d. Luxemb. geol. Landesaufnahmedienstes, Bd. 1. — Luxembourg 1937.
- 1940 : Der Werdegang des Luxemburger Sedimentationsraumes seit dem Ausgang des Paläozoikums. — Livre jubilaire du cinquantenaire de la Soc. des Natur. luxbg., fasc. 1. — Luxembourg 1940.
- 1941 : Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings. — Veröffentl. d. Lux. geol. Landesaufnahmedienstes. Bd. 3. — Luxembourg 1941.

- MORIS, A. — 1852: Die Triasformation im Großherzogtum Luxemburg. — Programmabhandlung des Athenäums in Luxemburg. — Luxemburg 1852.
- ROST, A. — 1839: Mitteilungen über den Bohrversuch zu Cessingen bei Luxemburg. — Erfurt 1839.
- STEININGER, J. — 1819: Geognostische Studien am Mittelrhein. — Mainz 1819.
— 1828: Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg. — Mém. Acad. roy. des Sciences et belles-lettres, t. 7. — Bruxelles 1828.
- THÉOBALD, N. — 1932: Le pays de Sierck. — Bull. soc. d'hist. nat. de Moselle, 4^e série, t. 9, cah. 33. — Metz 1932.
- WEISS, CH. E. — 1869: Über die Entwicklung des Muschelkalkes an der Saar, Mosel und im Luxemburgischen. — Z. d. deutsch. geol. Gesellsch.-Bd. 21, Heft 4, p. 837—849. — Berlin 1869.
- WERVEKE, L. VAN — 1887: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg. — Herausgegeben v. d. Komm. für d. geol. Landes — Untersuch. in Els.-Lothr. — Straßburg 1887.
— 1901a: Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers und Anleitung zu einigen geologischen Ausflügen in den lothringer-luxemburger Jura. — Mitt. der geol. L. A. von Els.-Lothr., Bd. 7, H. 3, p. 166—296. — Straßburg 1901.
- WERVEKE, L. VAN — 1905: Geologisches Gutachten über die zu einer Wasserversorgung der Stadt Diekirch in Aussicht genommenen Quellen. — Diekirch 1905.
— 1908: Zur Frage des Vorkommens von Kohle in der Gegend von Longwy sowie im Großherzogtum Luxemburg und über die Randausbildung der Trias in der luxemburgischen Bucht. Mitt. d. geol. L. A. von Els.-Lothr. Bd. 6, Heft 2, 1908. — Straßburg 1908.
— 1910: Grundkonglomerat des Buntsandsteines und Oberrotliegendes südwestlich von Saarburg bis Trier. — Niederrhein. geol. Verein. 1910. p. 47—50.
- WIES, N. — 1877: Wegweiser zur geologischen Karte des Großherzogtums Luxemburg. — (Auch in franz. Sprache: Guide de la carte géologique du G.-D. de Luxembourg.) — Luxembourg 1877.

INHALTSVERZEICHNIS.

A. EINLEITUNG.

Der Rahmen und die Uranlage des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes :

Der Rahmen	5
Die Uranlagen : Eifelsenke und Lothringer Furche	6
Das Rotliegende und die Herausbildung des Luxemburger mesozoischen Ablagerungsraumes	6
Die Beziehungen der Saar-Nahesenke und der Wittlicher Mulde zu den Quersenkens	8
1 ^o Saar-Nahesenke und Lothringer Furche	8
2 ^o Wittlicher Mulde und Eifelsenke	10
Vorkommen von Rotliegendem im Luxemburger Gebiet	11

B. DIE TRIASFORMATION.

Tafel Nr. 2 : Normalprofil durch die Luxemburger Trias

14

I. Der Buntsandstein.

Historisches ; Entwicklung der heutigen Gliederung

1. Der Vogesensandstein oder Hauptbuntsandstein

Ein Idealprofil durch den Hauptbuntsandstein (Vogesensandstein)

Gliederung des Vogesensandsteines

Der Vogesensandstein in den Bohrungen von Bad-Mondorf

2. Die Zwischenschichten. (So¹)

Allgemeines

Die Zwischenschichten im Gebiete von Luxemburg

Basalkonglomerat und Gerölle (Randgerölle) am Südrande des Oeslings

Dolomitknollen und dolomitische Einlagerungen in den Zwischenschichten

3. Der Voltziensandstein. (So²)

Fazies des Voltziensandsteines im Luxemburger Gebiet

a) Ausbildung im Gebiete der Mosel und untern Sauer

Voltziensandstein bei Schengen und die Quarzitklippen von Sierck

Die Lagerung des Quarzites von Sierck

Basalkonglomerat ; Kontaktfläche von Quarzit und Unterer Trias

b) Der Voltziensandstein am Südrande des Oeslings

1) Ausbildung zwischen der Our u. Ettelbrück

Grenze von Muschelsandstein u. Voltziensandstein

2) Der Voltziensandstein westlich Ettelbrück

Die Geröllanhäufungen am nördlichen Außenrande des Buntsandsteines auf dem Devonplateau des Oeslings

Zwischen der Our und der Bles

Zwischen Herrenberg u. Kippenhof

Zwischen Diekirch u. Ettelbrück

Zwischen Ettelbrück u. Folscheid

Westlich Folscheid bis zur belgischen Grenze

Die Wasserführung des Buntsandsteines

1) Am Rande des Oeslings

2) Im Innern des Ablagerungsraumes

Die Quelle von Rahlingen, ein typischer Sauerling

Kohlensäureaustritte bei Rosport

Die Salzquelle von Born

Die Salzquellen im Mose!tal

Die Mineralquellen von Mondorf

Die ursprüngliche Beschaffenheit des im Buntsandstein zirkulierenden Wassers..	40
Geologisch günstige Bedingungen zum Aufschließen von Mineral- u. Thermalquellen im Buntsandstein	44
Oberflächengestaltung des Buntsandsteines	44
Verwitterung	45

II. Die Muschelkalkformation (m).

Gliederung der Muschelkalkformation	46
1) Der Untere Muschelkalk (mu).	
Historisches	46
Petrographische Ausbildung des Untern Muschelkalkes im Luxemburger Gebiet.	47
a) Normale Entwicklung im Gebiete der Mosel u. untern Sauer.....	47
Versteinerungen des Untern Muschelkalkes im Gebiete der Mosel und Untern Sauer.....	49
b) Der Untere Muschelkalk am Südrande des Oeslings.....	46
Zwischen Our und Ettelbrück	49
Einige Aufschlüsse zwischen Our u. Ettelbrück	50
Entwicklung westlich Ettelbrück	51
Das Profil in der Schankengraecht bei Pratz	52
Mächtigkeit des Untern Muschelkalkes	53
Wasserführung des Untern Muschelkalkes	53
Landschaftsformen des Untern Muschelkalkes	53
2) Mittlerer Muschel (mm) oder Anhydritgruppe	54
Historisches	54
a) Normale Entwicklung des Mittleren Muschelkalkes ..	54
b) Sandige Entwicklung westlich Ettelbrück	56
Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalkes	57
Breite der Uferfazies	57
Versteinerungen des Mittleren Muschelkalkes	57
Heraushebungen des Mittleren Muschelkalkes	57
Technische Verwendung (Gipseinlagerungen)	58
Oberer Muschelkalk (mo)	58
Historisches und Umfang der Formation.....	58
Nomenklatur der einzelnen Abteilungen des Obern Muschelkalkes	59
Ausdehnung und Anordnung des anstehenden Hauptmuschelkalkes	60
Der Hauptmuschelkalk	61
Die Trochitenschichten (mo ¹)	61
Der Nodosuskalk (mo ²)	62
Chemische Analysen und technische Verwendung des Hauptmuschelkalkes	63
Ausbildung des Hauptmuschelkalkes am Südrande des Oeslings	66
a) Zwischen der untern Our und Ettelbrück	66
b) Von Ettelbrück ab nach Westen	67
Mächtigkeit des Hauptmuschelkalkes	70
Die Wasserverhältnisse	70
Verwitterung und Abtragung	71
Die Myophorienschichtengruppe.	
a) Mosel- und Untersauergegend	71
Die Grenzschichten (mo ³)	71
Bunte Mergel (ku ¹)	72
Der Grenzdolomit (ku ²)	72
Das Verwitterungsbild der Myophorienschichten	73
Wasserverhältnisse.....	73
Landschaftsgestaltung in den Myophorienschichten	73
Chemische Zusammensetzung	74

b) Die Myophorienschichten am Südrande des Oeslings	74
1° Zwischen Reisdorf und Bettendorf	74
2° Im Gebiete des « Gilsdorfer Steines »	75
Geologische Stellung des « Gilsdorfer Steines »	77
3° Am Niederberg und am Herrenberg	78
4° Zwischen Ettelbrück und Cruchten	79
5° Im untern Attertall	81
6° Im Warktal	82
Versteinerungen des Obern Muschelkalkes	84

III. Die Keuperformation.

Historisches und Entwicklung der heutigen Gliederung	86
Der Pseudomorphosen- (Salz) Keuper (km ¹)	91
Petrographische Ausbildung bei normaler Entwicklung	91
Mächtigkeiten	92
Verwitterungsboden	92
Mardellen im Pseudomorphosenkeuper ..	93
Der Schilfsandstein (km ^{2a})	95
Gesteinsausbildung	95
Mächtigkeit	95
Wasserführung	95
Verwitterung und Landschaftsbild	95
Ausbildung des Pseudomorphosenkeupers nördlich der Liasplatte	96
1° Am Unterlauf der Weißen Ern	96
2° An der Straße von Schieren nach Stegen	97
3° Im untern Alzettetal	98
4° Im untern Attertall	98
5° Östlich des Rodbaches zwischen Attert und Wark	99
6° Das Plateau westlich des Rodbaches zwischen Attert und dem Devonrand	100
Wasserführung des Pseudomorphosenkeupers am Südrande des Öslings	104
Technische Verwendung	104
Die roten Gipsmergel (km ²)	105
Der Steinmergelkeuper (km ³)	106
Petrographische Ausbildung und Mächtigkeit	106
Versteinerungen des Steinmergelkeupers	107
Das Landschaftsbild des Steinmergelkeupers	108
Der Rhät (ko)	108
Petrographische Ausbildung	108
Versteinerungen des Rhät	109
Der Rhät als Leithorizont	110
Der Rhät als Baugrund	110
Beschreibung einiger größerer Rhätvorkommen	111
Mächtigkeit des Rhät	119

IV. Die Entwicklung des Luxemburger Sedimentationsraumes während der Triaszeit

120

C. DIE JURAFORMATION.

I. Der Lias.

Normalprofil durch den Luxemburger Lias	136
Lias α (Hettangien und Sinemurien pars.)	137
Historisches und Fazies des Lias α auf Luxemburger Gebiet	137
Die Pylonotenschichten (li ¹).	
Historisches ; Gesteinsausbildung und Umfang der Stufe	139
Versteinerungen der Pylonotenschichten	140
Die Pylonotenschichten in der Landschaftsgestaltung	141
Die Angulatenschichten. — Der Luxemburger Sandstein (li ²)	141

Der « Luxemburger Sandstein », ein Faziesbegriff	141
Die Gesteinsausbildung	142
Der Abschluß des Sandsteines im Hangenden	146
Mächtigkeit	147
Versteinerungen des « Luxemburger Sandsteines »	147
Verwitterungsböden des Luxemburger Sandsteines	148
Das Landschaftsbild des Luxemburger Sandsteines	149
Der Luxemburger Sandstein als Quellenhorizont	151
Die Arietenschichten (li ³).	
Begriff, Umfang und Gesteinsausbildung	157
Versteinerungen	158
Fazies des Lias α auf dem Plateau von Bürmeringen	159
Technische Verwendung und Wasserführung	159
Das Lotharingien (li ⁴). — Abteilung der « Fossilarmen Tone »	159
Ausbildung der Stufe in den benachbarten Gebieten	159
Gliederung und Ausbildung des Lotharingien im Luxemburger Raume	161
Versteinerungen aus den obern Kalkbänken der Stufe	163
Abteilung der Davoeikalke (lm ¹). — Pliensbachien = Lias γ	164
Gliederung und Ausbildung	164
Versteinerungen	165
Das Domérien (Lias δ)	165
a) Margaritatus-Schichten (lm ²)	165
Gliederung und Gesteinsausbildung	166
Das Landschaftsbild	168
b) Die Spinatus- oder Costatus-Schichten (lm ³)	168
Mergelige Fazies	168
Sandige Fazies	169
Eisenerzführende Zwischenschichten der sandigen Fazies	170
Analysen der Eisenerze der Spinatus-Schichten	171
Versteinerungen der Spinatus-Schichten	171
Wasserführung der Spinatus-Schichten	172
Landschaftsformen	172
Das Toarcien (lo)	172
Der Posidonien- oder Falciferenschiefer (lo ¹)	172
Der Bifronsknollenschiefer (lo ²)	174
Versteinerungen aus dem Posidonienschiefer	175
Versteinerungen des Bifronsknollenschiefer	175
Technische Verwendbarkeit und Bitumengehalt des Posidonienschiefers	176
Oberes Toarcien — Jurensisschichten	186
Ausbildung in den benachbarten Gebieten	186
Gliederung der Jurensisschichten im Luxemburger Raume	189
Die Crassusschicht	189
Die Striatulusschichten	191
Die Fallaciosusschichten	192
Einige Aufschlüsse in den Jurensisschichten	192
Die Doggerformation und die Doggereisenerze des Luxemburger Gebietes	195
Historisches; Entwicklung der stratigraphischen Gliederung	195
BRANCO und BENECKE	197
N. LAUX	204
Das Aalenien im Gebiete der Luxemburger Doggerbildungen	208
Der Dumortierensandstein = Grès supraliasique	208
Die Dumortierenschichten	208
Die Bezeichnung der Eisenerzlager	209
Kieselige und kalkige Erzlager	209
Lagergruppen und Teilbecken	209

Verteilung der Versteinerungen in den Dumortierien-Schichten und geologische Stellung der kieseligen Eisenerzlager	210
Stratigraphische Gliederung des Aalenien	211
Synchronisierung der Eisenerzlager der Luxemburger Minetteformation..	253
1. Fossiliste der Dumortierien-schichten	212
Synchronisierung der kieseligen Erzlagen in den beiden Teilgebieten von Esch und Differdingen	216
Die Opalinus-Schichten	217
Entwicklung der kalkigen Lagergruppen	217
Versteinerungen der Opalinus-Schichten	218
Die stratigraphische Stellung der kalkigen Lagergruppe des Teilbeckens von Differdingen.....	220
Die Murchisonae-Schichten	222
Umfang der Murchisonae-Schichten	222
Geologische Position des Konglomerates und Lager der <i>Ludwigia bradtfordense</i>	223
Welche Murchisonaeform kommt in der Minette vor?	223
Versteinerungen der Murchisonae-Schichten	226
Die Concavus-Schichten	227
Ausbildung der Concavus-Stufe	227
Versteinerungen der Concavus-Schichten	229
Die Grenze zwischen Aalenien und Bajocien	230
Die Minette als Sonderfazies im lothringisch-luxemburgischen Sedimentationsraum des Aalenien	230
Tektonik des Sedimentationsraumes und Ausbildung des Erzkörpers	233
Die Verwerfungen	235
Die Verwerfung von Deutsch-Oth	235
Der Mittelsprung (faille médiane)	236
Der Oettinger Sprung	237
Die Verwerfung von Düdelingen	237
Die Verwerfung von Differdingen	237
Die mineralogisch-chemische Beschaffenheit der Minette	238
I. Petrographie der Minette	238
Struktur der einzelnen Elemente der Minette	238
1. Die Ooide	239
2. Das Bindemittel	241
3. Klastisches Material	241
4. Eisenhaltige Aufbereitungsbruchstücke	242
Typen der Minette	243
Chemische Entwicklungsstufe der Erze	244
II. Mineralogische Komponenten der Minette	245
Regionale Beschreibung der Eisenerzlager des Luxemburger Gebietes	247
I. Das Becken von Esch—Rümelingen.....	247
1° Die kieselige Lagergruppe	247
2° Untere kalkige Lagergruppe.....	249
3° Obere kalkige Lagergruppe	251
II. Das Teilbecken von Differdingen	252
1° Kieselige Lagergruppe	252
2° Kalkige Lagergruppe	255
Chemische und mineralogisch-mikroskopische Beschaffenheit der Luxemburger Minette	257
Heutige Auffassung über das Entstehen der Minetteablagerungen	263
Die Bedeutung der Minette für die nationale Wirtschaft Luxemburgs	271
Das Bajocien (do ^m)	276
I. Sowerbyischichten	276
II. Schichten mit <i>Sphaeroceras polyschides</i> oder Hohebrückner Kalk	277
III. Der Korallenkalk und seine Vertretung	277

Beschreibung der Schichtenfolge des Bajocien im Luxemburger Gebiet.	
I. Sowerbyischichten (do ^{m1-2}):	
1. Die Glimmermergel (do ^{m1})	278
Petrographische Ausbildung	278
Versteinerungen der Glimmermergel	278
2. Die Sonninienschichten (do ^{m2})	278
a. Das Sonninienkonglomerat	278
b) Die Sonninienkalkbänke	278
c) Der Oettinger Kalkstein	278
Versteinerungen der Sonninienschichten	280
II. Schichten mit <i>Sphaeroceras polyschides</i> oder Hohebrückner Kalk (do ^{m3})	280
Petrographische Ausbildung	280
Versteinerungen des Hohebrückner Kalkes	281
III. Der Korallenkalk und seine Vertretung (do ^{m4})	281
Die Entwicklung der stratigraphischen Gliederung des Bajocien in Luxemburg und im nördlichen Lothringen	284
Die Entwicklung des Luxemburger Sedimentationsraumes während der Jurazeit	288
D. NACHJURASSISCHE BILDUNGEN DES LUXEMBURGER GEBIETES.	301
Allgemeines	301
Die Bohnerze (e)	303
Vorkommen und Form der Lagerstätten	303
Chemische Zusammensetzung	304
Alter des Bohnerzes unsers Gebietes	305
Entstehung der Bohnerze	305
Die Rolle des Bohnerzes in unserer alten Eisenindustrie	307
Raseneisenerz nebst Tertiärquarzit (d ^v)	308
Vorkommen	308
Ausbildungsweise der Quarzite und Brauneisenstücke	309
Chemische Zusammensetzung	310
Kurze Beschreibung einiger Vorkommen	310
Alter und Entstehung der Rasenerz-Quarzitformation	316
Das Rasenerz als Grundlage unserer ehemaligen Eisenindustrie	319
Lehmige Bildungen (d ²) sowie Kies- und Geröllablagerungen (d ¹) der Hochflächen	323
Der Luxemburger Sedimentationsraum in der nachjurassischen Zeit	329
E. DIE TEKTONIK DES LUXEMBURGER MESOZOISCHEN SEDIMENTATIONSRAUMES	333
Der Sattel von Sierck	334
Die Mulde von Wintringen	336
Der Sattel der mittleren Mosel	337
Die Syrtalmulde	339
Der Sattel von Born	341
Östlicher Teil	341
Westlicher Teil	341
a) Sattel von Sandweiler	341
b) Mulde von Luxemburg	341
c) Sattel von Ernster	342
d) Mulde von Junglinster	342
e) Sattel von Blascheid	342
Die Mulde von Weilerbach	343
Die Tektonik des Gebietes zwischen dem Südrande des Oeslings und dem Nordrande der Liasplatte	345
Beziehungen zwischen den Verbiegungen und den Brüchen. Alter der tektonischen Bewegungen	346
Tektonik und Oberflächenformen	348
Tektonik und Talsystem	350
Eingliederung des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes in den allgemeinen tek- tonischen Bauplan Westeuropas	356

F. Das QUARTÄR.....	365
Diluviale Bildungen	365
Geröll- und Sandbildungen (d ¹). Terrassenschotter	366
Lehmige Bildungen (d ²)	368
Verstürzungen und Gehängeschutt	369
Wasserführung des Diluviums	370
Alluvium (a)	370
Nachtrag: Geologische Ergebnisse der Neubohrung der Kindquelle in Mondorf	373
Bohrprofile; Analysen von Mineralwasser	377
Bohrung von Longwy	377
Bohrprofil der Adelheidquelle in Bad-Mondorf	381
Bohrprofil der Kindquelle in Bad-Mondorf	389
Das Bohrloch von Cessingen bei Luxemburg	390
Bohrregister des Bohrloches von Echternach	391
Analysen von Mineralwasser aus dem Buntsandstein	393
Benutzte Literatur	395

DRUCKFEHLERVERZEICHNIS.

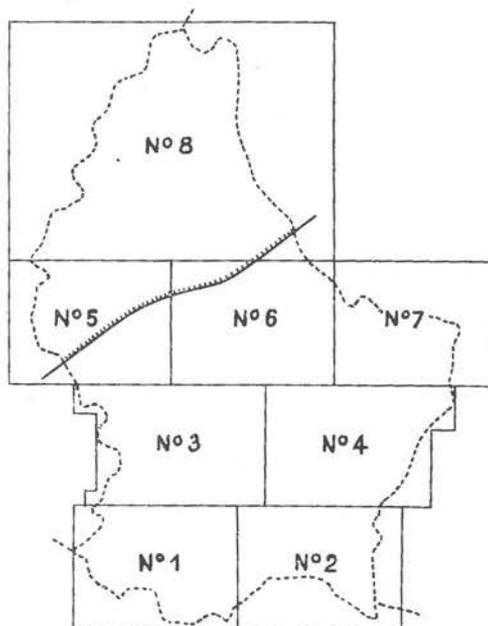
- Seite 5, Zeile 10 von unten lies entsprechende statt entsepchende.
Seite 11, Zeile 1 der Fußnote lies fertiggestellte statt fetgigestellte.
Seite 15, Zeile 2 von unten lies Steininger statt Steininger.
Seite 34, Zeile 9 von unten lies entsprechenden statt entsprechenen.
Seite 59, Zeile 2 von oben lies Goldfussi statt Goldfusse.
Seite 59, Zeile 9 von oben lies gekommen statt genommen.
Seite 67, Zeile 11 von oben lies Aufschlüssen statt Aufschlüssen.
Seite 218, Zeile 16 von oben lies J O L Y statt J O B Y.
Seite 224, Zeile 7 von oben lies Seltener statt Seltenet.
Seite 225, Zeile 19 von oben lies Geschieben statt Geschiehen.
Seite 231, Zeile 27 von oben lies vertikal statt vertikel.
Seite 267, Zeile 27 von oben lies durch statt duch.
Seite 334, Zeile 15 von oben lies p. 5 statt p. 000.
Seite 340, Zeile 1 von oben lies M e r t e r t statt Mertet.
Seite 359, Zeile 9 von oben lies mittlerer statt mittleren.
Seite 367, Zeile 15 von oben lies verkitteter statt verkitterter.
Seite 369, Zeile 7 von unten lies p. 142 statt p. 000.
Seite 385, Zeile 22 von unten lies schieferig statt schieferigen.
Seite 386, Zeile 12 von oben lies Druse statt Drüse.

Veröffentlichungen des Luxemburger Geologischen Dienstes.

- Band I. — Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten von Dr. M. LUCIUS.
176 Seiten mit 22 Tafeln, Profilen und Karten, 12 Formationstabellen und 9 Figuren. — 1937.
- Band II. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS.
383 Seiten mit 7 Tafeln Profilen und Karten, 2 Formationstabellen und 3 Figuren. — 1940.
- Band III. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS.
Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oslings. Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs (Zweiter Teil). 330 Seiten mit 1 Kartenskizze, 1 Tafel Profile und einer Formationstabelle. — 1941.
- Band IV. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS.
Die Luxemburger Minetteformation und die jüngeren Eisenerzbildungen unsers Landes. 347 Seiten in 4^o mit 14 Figuren, 14 Photos, 1 Atlas und 36 Tabellen. — 1945.
- Band V. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS. — DAS GUTLAND. — 408 Seiten in 4^o mit 30 Figuren, 10 Tabellen und 4 Tafeln.
- Band VI. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS. — DAS OSLING (in Vorbereitung).
- Band VII. — Recherches en vue de la possibilité d'une exploitation industrielle du schiste bitumineux du Toarcien dans le Grand-Duché de Luxembourg par G. FABER. — 170 pages avec 15 planches et figures.

Carte géologique du Luxembourg.

Levers et tracés faits par M. LUCIUS.



Feuille N° 1+): Esch-s.-Alzette; N° 2+): Remich; N° 3: Luxembourg; N° 4: Grevenmacher; N° 5: Redange; N° 6: Diekirch; N° 7: Echternach; N° 8: Wiltz.

Les feuilles N° 1 à 7 au 1: 25.000; la feuille N° 8 au 50.000.

La publication de toutes les feuilles sera terminée vers la fin de 1949; les numéros marqués d'une +) viennent de paraître.

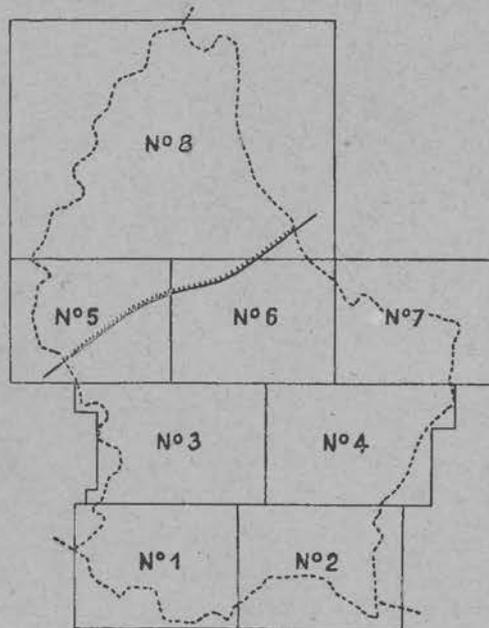
DIESES BUCH
WURDE IN DER HOFBUCHDRUCKEREI
VICTOR BUCK, G. M. B. H. LUXEMBURG
AM 15. OKTOBER 1948 FERTIGGESTELLT

Veröffentlichungen des Luxemburger Geologischen Dienstes.

- Band I. — Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten von Dr. M. LUCIUS.
176 Seiten mit 22 Tafeln, Profilen und Karten, 12 Formationstabellen und 9 Figuren. — 1937.
- Band II. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS.
383 Seiten mit 7 Tafeln Profilen und Karten, 2 Formationstabellen und 3 Figuren. — 1940.
- Band III. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS.
Die Ausbildung der Trias am Südrande des Öslings. Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs (Zweiter Teil). 330 Seiten mit 1 Kartenskizze, 1 Tafel Profile und einer Formationstabelle. — 1941.
- Band IV. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS.
Die Luxemburger Minetteformation und die jüngeren Eisenerzbildungen unsers Landes. 347 Seiten in 4^o mit 14 Figuren, 14 Photos, 1 Atlas und 36 Tabellen. — 1945.
- Band V. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS. — DAS GUTLAND. — 408 Seiten in 4^o mit 30 Figuren, 10 Tabellen und 4 Tafeln.
- Band VI. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS. — DAS ÖSLING (in Vorbereitung).
- Band VII. — Recherches en vue de la possibilité d'une exploitation industrielle du schiste bitumineux du Toarcien dans le Grand-Duché de Luxembourg par G. FABER. — 170 pages avec 15 planches et figures.

Carte géologique du Luxembourg.

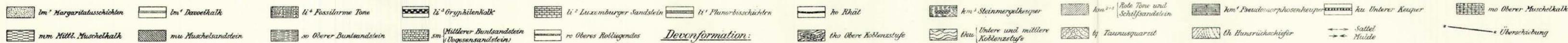
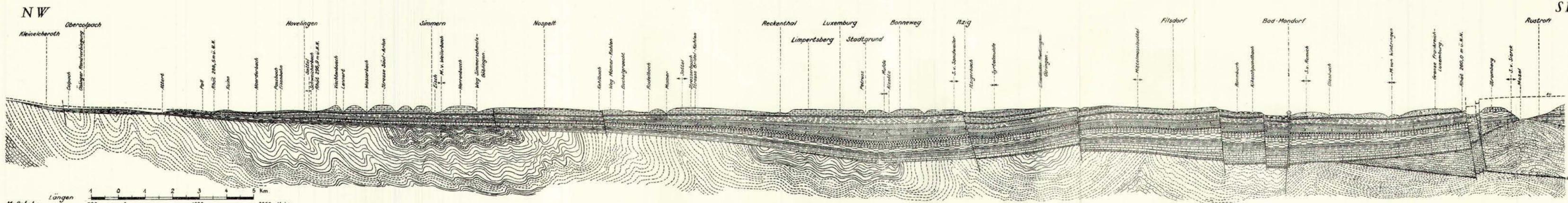
Levers et tracés faits par M. LUCIUS.



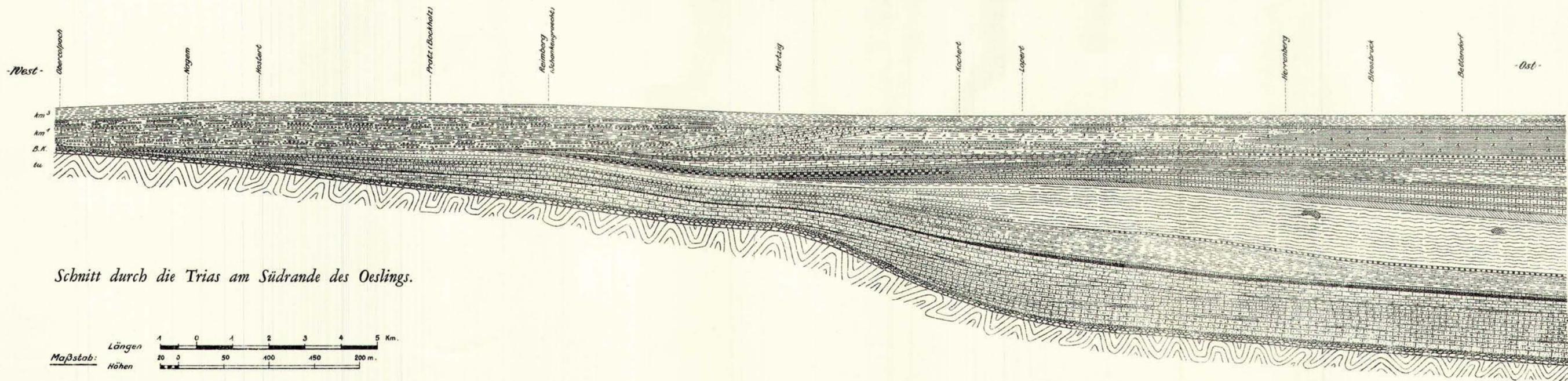
Feuille N° 1+): Esch-s.-Alzette; N° 2+): Remich; N° 3: Luxembourg; N° 4: Grevenmacher; N° 5: Redange; N° 6: Diekirch; N° 7: Echternach; N° 8: Wiltz.

Les feuilles N° 1 à 7 au 1: 25.000; la feuille N° 8 au 50.000.

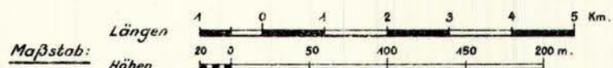
La publication de toutes les feuilles sera terminée vers la fin de 1949; les numéros marqués d'une +) viennent de paraître.



NW - SE gerichteter Schnitt durch den mesozoischen Oberbau und den devonischen Unterbau des Gutlandes.



Schnitt durch die Trias am Südrande des Oeslings.



- 1 = Devon 2 = Basalgeröll 3 = Zwischenschichten 4 = Voltzienschichten mit Grenzletten 5 = Muschelsandstein mit Orbicularishorizont 6 = Muschelsandstein (grosandige Ausbildung)
 7 = Mittlerer Muschelkalk und Linguladolomit 8 = Mittlerer Muschelkalk 9 = Trochitenschichten 10 = Nodosusschichten 11 = Nodosusschichten (steinmergelartige Kalke, (rote, dolomitisch, Sandsteine)) 12 = Terebratelhorizont (geschieferte bunte Kalkmergel)
 13 = Grenzschichten 14 = Grenzschichten 15 = Bunte Mergel 16 = Grenzdolomit 17 = Grenzdolomit 18 = Pseudomorphosenkeuper 19 = Dsgl. (sandig-konglomeratisch) (normale Ausbildung) (sandige Entwicklung) (normale Ausbildung) (Fazies des „Zellendolomites“) (normale Ausbildung)
 20 = Dsgl. (unteres und oberes Kalk. Konglomerat) 21 = Schilfsandstein 22 = Steinmergel-Keuper.

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES GUTLANDES

MASSTAB



Zeichenerklärung.

- Verwerfungen.
- Sättel.
- Mulden.
- Randverbiegung.

Ausgehendes der roten Töne des Rhät mit Höhenlage über N.N.

